



ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ФАКУЛЬТЕТ
МГУ ИМЕНИ
М.В. ЛОМОНОСОВА

teach-in
ЛЕКЦИИ УЧЕНЫХ МГУ

ГЕОЛОГИЯ РОССИИ И БЛИЖНЕГО ЗАРУБЕЖЬЯ (КРАТКИЙ КУРС ДЛЯ СТУДЕНТОВ-ГЕОГРАФОВ)

ТВЕРИТИНОВА
ТАТЬЯНА ЮРЬЕВНА

ГЕОЛФАК МГУ

КОНСПЕКТ ПОДГОТОВЛЕН
СТУДЕНТАМИ, НЕ ПРОХОДИЛ
ПРОФ. РЕДАКТУРУ И МОЖЕТ
СОДЕРЖАТЬ ОШИБКИ.
СЛЕДИТЕ ЗА ОБНОВЛЕНИЯМИ
НА [VK.COM/TEACHINMSU](https://vk.com/teachinmsu).

ЕСЛИ ВЫ ОБНАРУЖИЛИ
ОШИБКИ ИЛИ ОПЕЧАТКИ,
ТО СООБЩИТЕ ОБ ЭТОМ,
НАПИСАВ СООБЩЕСТВУ
[VK.COM/TEACHINMSU](https://vk.com/teachinmsu).



БЛАГОДАРИМ ЗА ПОДГОТОВКУ КОНСПЕКТА
СТУДЕНТКУ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ФАКУЛЬТЕТА МГУ
ЛЮБИЦКУЮ АЛЬБИНУ ВЛАДИСЛАВОВНУ



Оглавление

Лекция 1. Введение. Основы тектонического районирования.....	6
1.1. Введение	6
1.2. Основные этапы геологического изучения территории России	9
1.3. Содержание геологических и тектонических карт.....	15
1.4. Фазы складчатости. Возраст складчатых систем	16
1.5. Современные геодинамические обстановки.....	23
Лекция 2. Основные типы тектонических структур континентов. Формирование подвижных поясов. Тектоническое районирование территории Северной Евразии	32
2.1. Основные типы тектонических структур континентов (древние платформы, подвижные пояса, метаплатформенные области)	32
2.2. Древние платформы (Кратоны). Общее представление	34
2.3. Структура и основные этапы развития.....	35
2.4. Формирование подвижных поясов	38
2.5. Начало тектонического районирования. Типы подвижных поясов	56
Лекция 3. Восточно-Европейская платформа.....	60
3.1. Рельеф ВЕП	60
3.2. История геологического изучения	60
3.3. Границы ВЕП.....	61
3.4. Аномальные геофизические поля ВЕБ.....	63
3.5. Тектоническое районирование ВЕБ	63
3.6. Осадочный чехол ВЕП	69
3.7. Полезные ископаемые ВЕП.....	81
Лекция 4. Сибирская платформа.....	83
4.1. Положение в региональной структуре	83
4.2. История изучения	83
4.3. Рельеф Сибирской платформы.....	83
4.4. Границы Сибирской платформы.....	84
4.5. Этапы развития	92
4.6. Полезные ископаемые Сибирской платформы	111
Лекция 5. Байкальское обрамление древних платформ	114
5.1. Тектоническое районирование Северной Евразии	114
5.2. Донецко-Северо-Устюртская область	125

5.3. Сибирская платформа	129
5.4. Таймыро-Северо-Земельская складчатая область.....	130
5.5. Байкальская складчатая область	136
5.6. Енисейско-Присаянская складчатая область	139
5.7. Современная геодинамика и рельеф.....	143
Лекция 6. Урало-Монгольский подвижный пояс: Урал, Казахстан, Тянь-Шань	145
6.1. Формирование Урало-Монгольского пояса и его положение в структуре Северной Евразии	145
6.2. Складчатое сооружение Урала.....	147
6.3. Тектоническая структура.....	148
6.4. Предуральский краевой прогиб	150
6.5. Герцинское складчатое сооружение Урала.....	152
6.6. Главный Уральский разлом (ГУР).....	154
6.7. Пайхой-новоземельская внутриконтинентальная складчатая система.....	157
6.8. Складчатая область Казахского нагорья	158
6.9. Складчатая область Тянь-Шаня	168
Лекция 7. Урало-Монгольский подвижный пояс: Алтае-Саянская и Забайкало- Охотская складчатые области. Западно-Сибирская и Северо-Туранская молодые плиты	177
7.1. Алтае-Саянская складчатая область	177
7.2. Тектоническое районирование и геологическое строение.....	180
7.3. Кузнецко-Саяно-Тувинский (восточный) сегмент.....	181
7.4. Салаир-Алтайский (западный) сегмент.....	185
7.5. Забайкало-Охотская складчатая область.....	193
7.6. Западно-Сибирская молодая плита.....	198
7.7. Северо-Туранская плита	206
Лекция 8. Верхояно-Чукотская складчатая область	208
8.1. Положение Верхояно-Чукотской области и ее структура.....	208
8.2. Тектоническое районирование.....	209
8.3. Верхояно-Колымская складчатая система	212
8.4. Новосибирско-Чукотская складчатая система	220
8.5. Тектоническая структура Верхояно-Чукотской складчатой области	226
8.6. Охотско-Чукотский вулcano-плутонический пояс	227
Лекция 9. Тихоокеанский подвижный пояс	232

9.1. Особенности строения Тихоокеанского подвижного пояса.....	232
9.2. Активные континентальные окраины	234
9.3. Аккреция.....	235
9.4. Тектоническое районирование	236
9.5. Ларамийская покровно-складчатая система Корякского нагорья (Корякский ороген)	238
9.6. KZ Олюторско-Камчатская складчато-надвиговая система	240
9.7. MZ2 Сихотэ-Алинская и KZ сахалинская складчатые системы.....	244
9.8. Окраинные моря, островные дуги и глубоководные желоба Тихоокеанского подвижного пояса.	258
Лекция 10. Средиземноморский подвижный пояс	271
10.1. Циклы развития СМПП	271
10.2. Строение СМПП	273
10.3. Тектоническое районирование западной части пояса	275
10.4. Молодые эпигерцинские плиты: Западно- Европейская, Мезийская, Скифская	276
10.5. Южно-Туранская плита	281
10.6. Южная мегазона. Горные сооружения	284
10.7. Черноморская глубоководная впадина.....	294
10.8. Кавказская складчатая область	297
Лекция 11. Средиземноморский подвижный пояс	308
11.1. Складчатое сооружение Малого Кавказа.....	308
11.2. История геологического развития кавказского региона.....	314
11.3. Закаспийский регион.....	316
Лекция 12. Геотектонические эпохи. Суперконтиненты	323
12.1. Главные структуры континентов	323
12.2. Эпохи складчатости.....	323
12.3. Суперконтиненты в истории Земли	324
12.4. Особенности строения древних структур	326
12.5. Суперконтиненты	333

Лекция 1. Введение. Основы тектонического районирования

1.1. Введение

Курс «Геология России и ближнего зарубежья»:

1. Один из основных в ряду геологических дисциплин. В нем аккумулированы система понятий и научных представлений всех базовых общегеологических дисциплин: общей, исторической и структурной геологии, палеонтологии, литологии, петрографии и т.д.

2. Базируется на региональном материале, который выносится на геологические карты. Задачи региональной геологии: изучение геологического строения региона, установление истории его геологического развития, выявление условий, распространения полезных ископаемых.

3. Сложности: значительный объем геологических терминов, различные точки зрения разных исследователей на геологическое строение регионов (разные школы, разные концепции), наличие разных местных (региональных) стратиграфических и структурно-тектонических карт и схем, содержащих местные (нередко тюрко-язычные) названия.

4. Структура курса - 1 лекция в неделю (без семинарских занятий), однако реализация даже такого варианта позволит вам:

- существенно расширить область геологических знаний,
- научиться читать геологическую карту, т.е. извлекать необходимую информацию из этого основного геологического документа.

5. Важная роль данного курса безусловна. Изучение структуры земной коры и тенденции ее развития необходимы не только для решения сугубо геологических задач, это также необходимая база знаний для исследований специалистов - естествоиспытателей многих научных направлений в т.ч. географии, биологии, климатологии, физики Земли и т.д. Ведь все объекты изучения (природные ландшафты, растительный и животный мир и т. д.) функционируют и развиваются на земной коре. В этом смысле территория России - уникальный природный геологический объект - здесь расположены все основные типы тектонических областей, известные к настоящему времени на поверхности Земли.

Учебники:

- 1) **Е.Е. Милановский, 1996** - самый детальный
- 2) Л.П. Зоненшайн, 1990 - впервые с позиций тектоники плит
- 3) **Н.В. Короновский, 2011, 2018** - краткий
- 4) Ю.С. Биске, 2019 - современный
- 5) Геологический атлас России с Объяснительной запиской, 1995



Рис. 1.1. Физическая карта России

На рис. 1.1 представлена физическая карта России. Основные структурные элементы, которые будут рассматриваться, тем или иным образом связаны с горными системами, низменностями и т.д. Чаще всего структуры получают свои названия по названию географических объектов (например, Складчатое сооружение Урала).

Кроме того, *рельеф* является функцией современных движений. Например, высокие горы характеризуют область активных восходящих движений, равнинная или низменная территория – область спокойных тектонических движений с тенденцией к опусканиям.

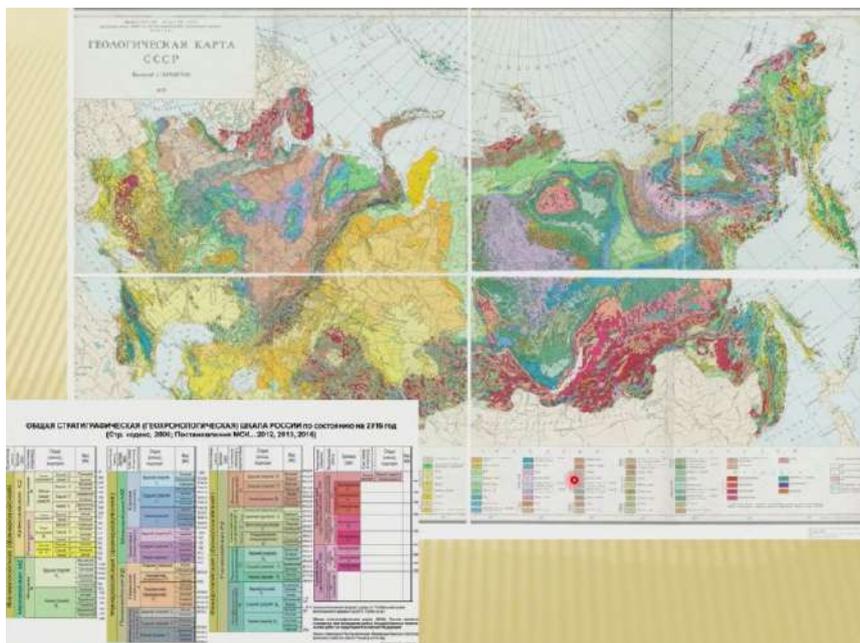


Рис. 1.2. Геологическая карта

На рис. 1.2 представлены геологическая карта и геохронологическая шкала. Геологические карты строятся на основе определения возраста геологических образований, выходящих на поверхность. *На геологической карте показываются комплексы отложений определенного возраста в соответствии с международной геохронологической шкалой.*

На геологической карте не показывается покров четвертичных отложений, хоть он и распространен всюду. Четвертичный чехол показывается на карте лишь в тех местах, где он достигает больших мощностей.

На территории России представлены самые разновозрастные комплексы отложений – от кайнозойских отложений до палеозойских, протерозойских и архейских комплексов, выходящих на поверхность.

Геологическая карта отражает характер залегания комплексов. Большие поля соответствуют спокойному залеганию, например, область Западно-Сибирской низменности (желтое поле на рис. 1.2) совпадает с большим полем кайнозойских отложений. Поверхность ровно, и чехол имеет относительно малую мощность.

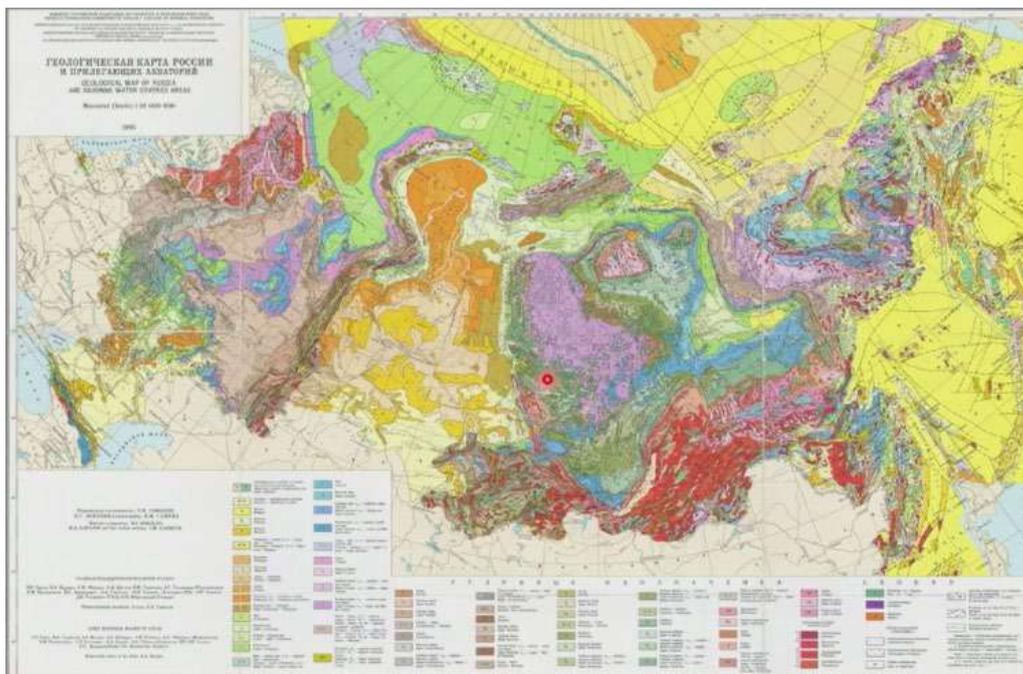


Рис. 1.3. Геологическая карта

На рис. 1.3. также представлена геологическая карта, но ее отличие от предыдущей заключается в том, что на ней показаны области распространения разновозрастных отложений в акваториях (Северного Ледовитого океана, окраины Тихого океана).

На рис. 1.4 представлена тектоническая карта. Принципы составления тектонических карт основаны на выделении более крупных геологических

подразделений, отвечающим не геологическим периодам и эпохам, а тектоническим эпохам. Как можно заметить, цветовая палетка гораздо уже, поскольку тектонических эпох выделяют не так много.

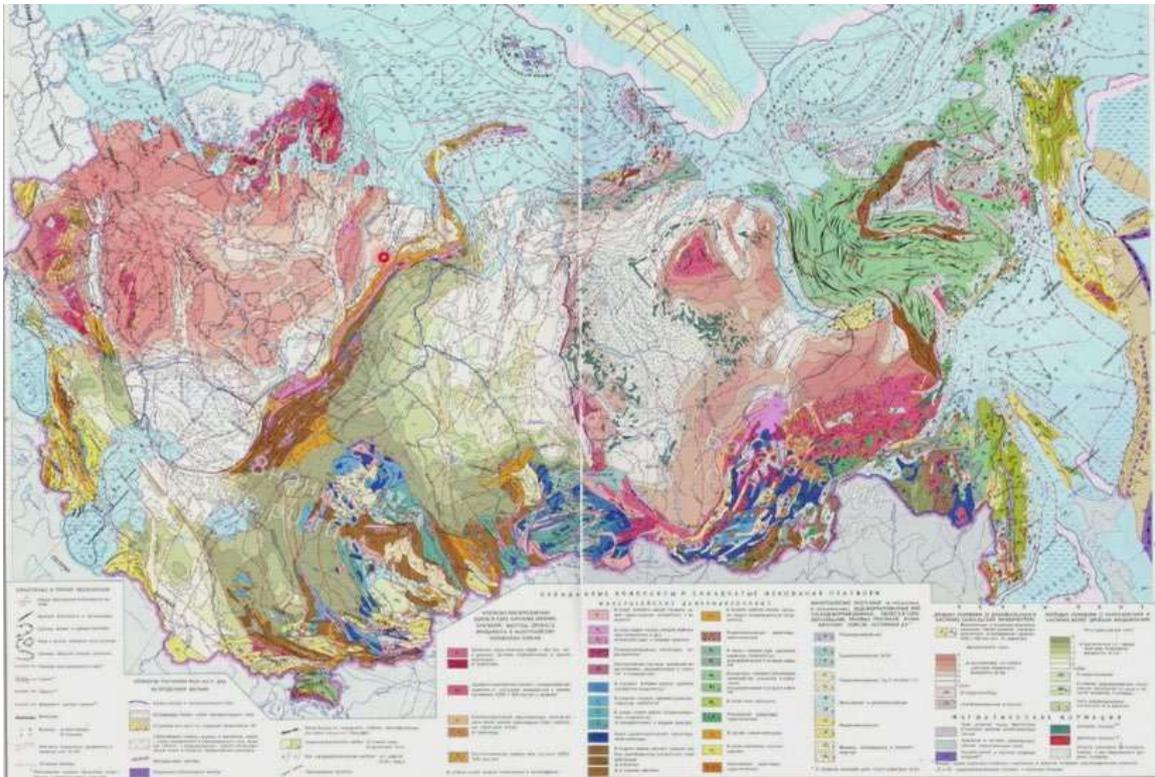


Рис. 1.4. Тектоническая карта

Так, коричневым выделяют комплексы *герцинской эпохи*, синим и цветом морской волны – тектонические комплексы *раннепалеозойской каледонской эпохи*. *Мезозойские или киммерийские* комплексы обозначаются зеленым цветом, желтым – *кайнозойский или альпийский*. Розовым цветом обозначены *допалеозойские протерозойские и архейские комплексы*. Также присутствует информация по акваториям (например, можно отличить глубоководные и шельфовые зоны по наличию знака континентального склона).

1.2. Основные этапы геологического изучения территории России

История геологии - история развития человечества. Так, названия веков (каменный, бронзовый, железный) говорит о том, что человек постепенно из земных недр учится добывать полезные ископаемые.

В России известны древние рудные Чудские выработки (4-1 тыс. лет до н.э.) (Минусинская котловина, Западная Сибирь, Урал).

Государственные геологические работы:

В середине 15 в. В России возник горный промысел: разработка и плавка железных руд, ломка строительного камня, добыча соли, минеральных красок, меди,

разработка слюды, руд цветных и благородных металлов, самородной серы, драгоценных и полудрагоценных камней. На поиски отправлялись «рудосыскные» экспедиции (одна из первых - по указу Великого князя Ивана Васильевича искала серебряные руды в окрестностях Печоры в 1491 г.).

16 век (Иван Грозный) – эпоха рудознатцев. Был создан Приказ каменных дел – геологическая организация.

17 век – создаются железо- и медеплавильные заводы (Урал); первый «чертеж Сибири».

18 век (Петр I) – созданы Приказ рудокопных дел, создание геологических музеев (кунсткамера), Академии наук, академические экспедиции.

Выдающиеся деятели в области горных разведок и заводов: промышленник Н.А. Демидов с сыновьями, инженер В.Н. Татищев, руководитель уральских рудников В.И. Генин.

В истории развития геологических знаний огромную роль сыграл М.В. Ломоносов (1711-1765) - Истоки новейшей геологии. О слоях земных.

18 век:

- Горные училища: 1773 - Петербург; 1779 - Барнаул (Алтай)
- 1789-1794 - создана карта Восточного Забайкалья - одна из первых геологических карт в мире (Чередов, Лебедев и Иванов).

19 век:

- 1805 - Московское общество испытателей природы
- 1817 - Всероссийское минералогическое общество
- 1839 - первый русский учебник по геологии - «Курс геогнозии»
- 1841 - геологическая карта европейской части России (Г.П. Гельмерсен).
- 1845 - Русское географическое общество
- 1866 - Горный институт
- 1882 - создан Геологический комитет (Геолком) - главное государственное геологическое учреждение, начавшее систематическое изучение геологического строения и составление геологической карты России (геологическая съемка), определение перспектив на различные полезные ископаемые.
- 1897 - VII Международный геологический конгресс (Петербург, 26 стран)

20 век

- 1917 - 10% территории России покрыто съемкой
- 1919 – создана Московская горная академия

- С 1922 - Геолком - высшее правительственное геологическое учреждение СССР, организующее и регулирующее геологоразведочные работы общегосударственного значения. С 1930 - Главное геологоразведочное управление (ГГРУ)

К концу 1920-х годов открыты месторождения калийных солей (Пермская область), Магнитогорское Fe-рудное месторождение, нефть Приуралья, м-ния никелевых руд, оловянные месторождения Забайкалья. Началось строительство рудников и заводов, рождение городов Норильск, Магадан, Билибино, Нефтекамск, Балхаш, Джесказган, Караганда, Темиртау, Лениногорск, Кемерово, Прокопьевск, Ленинск-Кузнецкий, Бокситогорск, Сланцы и многие другие.

- 1930-е гг. - открыта Волго-Уральская нефтегазоносная область, Колымский золотоносный район. Запасы железных руд на Урале увеличены в 4 раза. Построены Магнитогорский и Кузнецкий металлургические комбинаты.
- 1931 - создан ЦНИГРИ (Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт).
- 1937 **XVII МГК** (Международный геологический конгресс) - геологическая карта России 1:5 млн.
- 1940 – появилась более детальная геологическая карта России 1:2,5 млн. перед войной - 50 % площади покрыто съемкой.
- В 1941-1945 - геологоразведочные работы продолжались на Урале и в Сибири.
- 1946 - Министерство геологии, бурение, аэрогеологические работы. Геохимические и геофизические методы, гидрогеологические съемки.
- 1956 – составлена геологическая карта СССР без «белых пятен» (1:2,5 млн) (Д.В. Наливкин)
- С 1970-ых гг. – началось глубокое и сверхглубокое бурение, дистанционные виды работ, изучение морей и океанов, геофизические исследования.
- 1984 - XXVII Международный геологический конгресс (Москва) – самый представительный за всю историю - >2.6 тыс. чел из 107 стран.

К настоящему времени геологическими службами вся территория страны покрыта съемкой 1 млн. м-ба, 90% площади - съемкой м-ба 1:200.000; территория горнодобывающих районов - съемкой м-ба 1:50.000 и более детально. Этот материал, вместе с результатами геофизических исследований, стал фундаментом для разработки концепции тектоники литосферных плит.

Доказано наличие палеоокеанических комплексов на континентах (офиолитовая ассоциация). Данные по метаморфизму и магматизму послужили доказательством

субдукции. В настоящее время детально восстанавливается абсолютная геохронология геологических событий.



Рис. 1.5. Геогностическая карта Нерчинского горного округа (Восточное Забайкалье) 1789-1794 гг. «Первые геологические карты в Европе и России XVIII- XIX века (выставочная экспозиция в Музее землеведения)» А.И. Гуцин и др.

На рис. 1.5 представлена первая дошедшая до нас цветная отечественная геогностическая карта Нерчинского горного округа (Восточное Забайкалье) 1789-1794 гг. Ее масштаб составляет 5 верст в вершке (примерно 1: 120 000). Карта составлена русскими горными инженерами: Алексеем Чередовым, Михаилом Ивановым и Дорофеем Лебедевым.

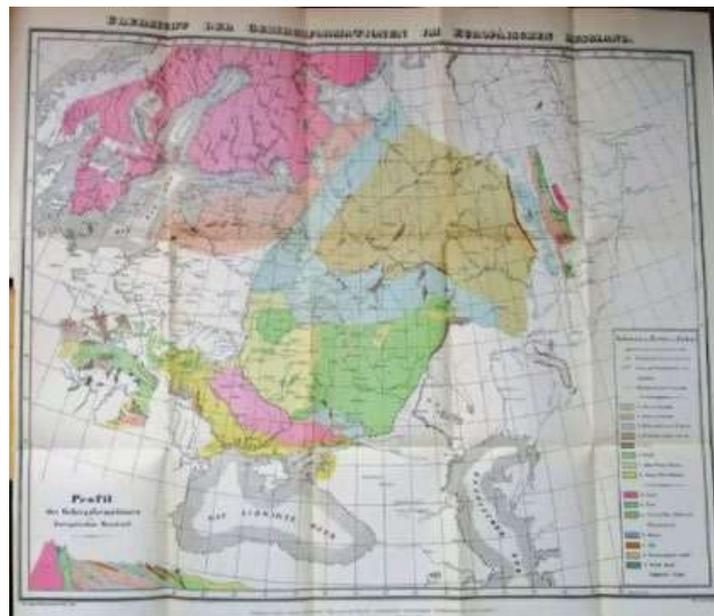


Рис. 1.6. Геологическая карта Европейской России и Урала. А.К. Мейендорф, 1841



Рис. 1.7. Генеральная карта горных формаций Европейской России. Г.П. Гельмерсен, 1841

На рис. 1.6, 1.7 представлены обзорные геологические карты 19 века. Позднее, в 1845 году, вышла геологическая карта Европейской России (рис. 1.8). Можно видеть, что карта уже приобрела черты, близкие к современным картам.



Рис. 1.8. Геологическая карта Европейской России Р.И. Мурчисон и Э. де Вернейль, 1845 год



Рис. 1.9. Общая геологическая карта Европейской России. Лист 57. "Москва, Корчева, Юрьев, Боровск, Егорьевск" / Сост. С. Никитин. Геологический комитет, 1890

На рис. 1.9 приведена более детальная карта; на рис. 1.10 приведено сравнение, как изменилась карта за 30 лет – основная планомерная съемка происходила в европейской части.

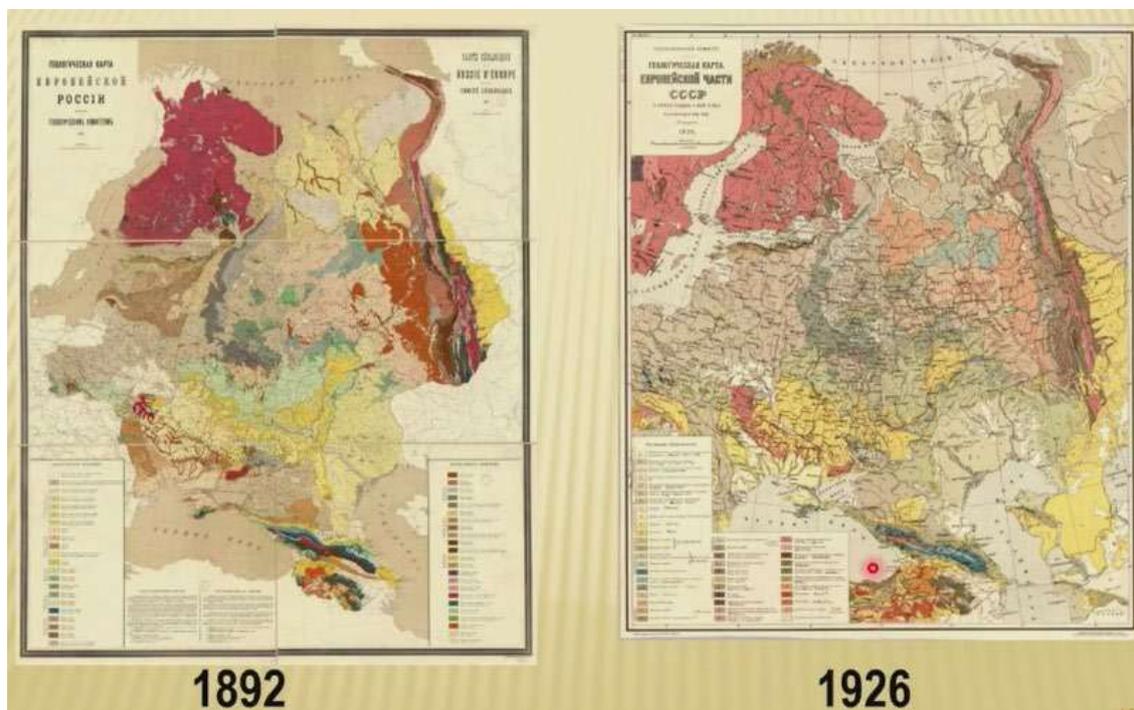


Рис. 1.10. Геологические карты Европейской России, изданные Геологическим комитетом (Геолкомом)

1.3. Содержание геологических и тектонических карт

Геологические карты отражают *возраст пород*, обнаженных на поверхности. Тектонические карты отражают *возраст структуры* (деформаций, складчатости).

Состав комплексов (осадочные, магматические, метаморфические формации) отражает условия их формирования. Сейчас больше используются понятия тектоники литосферных плит - литодинамические комплексы, - отражающие геодинамические обстановки формирования.

В настоящее время возникают новые виды карт в связи с развитием тектоники литосферных плит.

Тектоническое районирование - выделение естественных участков земной коры на основе их историко-геологического развития, морфологических особенностей и результатов геолого-геофизических данных.

Выделяют тектонические структуры, структурно-формационные зоны и комплексы, структурные этажи в соответствии с тектоническими циклами и фазами развития территорий.

Главное внимание уделяется структурам и этапам развития территорий, когда происходят геологические события, существенно изменяющие тектоническую обстановку.

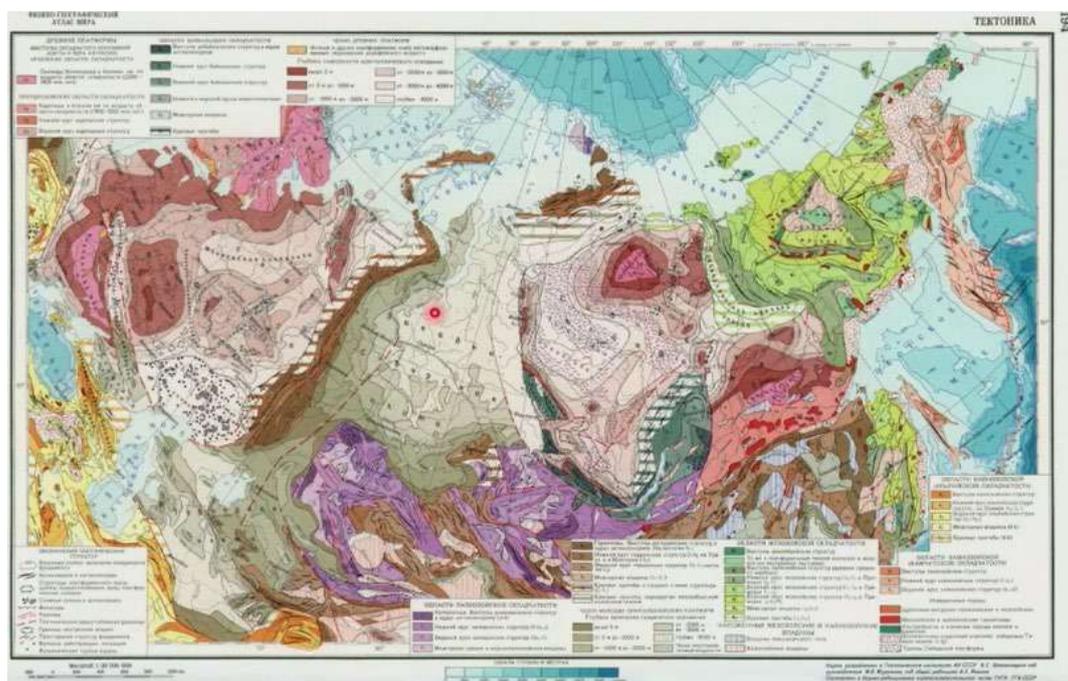


Рис. 1.11. Принцип тектонического районирования по возрасту завершающей складчатости

В общепринятых обозначениях закреплён следующий окрас:

- герциниды – коричневым цветом

- каледониды – сиреневым
- мезазониды (киммериды) – зеленым
- альпиды – желтым
- древнейшие комплексы – розовым
- светло-розовый, светло коричневы – осадочные чехлы

Важно понимать, что породы залегают по-разному – происходит деформирование, накапливаются новые толщи. Эта хронология может быть восстановлена.

Методику определения возраста складчатости по стратиграфическим перерывам и угловым несогласиям разработал Эли де Бомон (Жан Батист Арман Луи Леонс Эли де Бомон (1798-1874)).

Представление о периодическом характере тектонических движений ввел Марсель Бертран (1887 г.). Он выделил в истории развития земной коры Европы гуронский (докембрийский), каледонский (додевонский), герцинский ((до пермский) и альпийский геотектонические циклы

Ганс Вильгельм Штеллер (1846-1966) выделил фазы складчатости в каледонском, герцинском и альпийском циклах для Западной Европы выделил более детально (1924):

- Каледонский цикл: таконская, орденская, эрийская.
- Герцинский цикл: бретонская, судетская, астурийская, завальская, пфальцская.
- Альпийский цикл: древнекиммерийская, новокиммерийская, австрийская, субгерцинская, ларамийская, пиренейская, савская, штирийская, аттическая, ронская, валахская

Это основные тектонические эпохи, принятые для выделения крупных комплексов деформированных отложений, возраст формирования которых соответствует определенным фазам в пределах этих эпох – показаны на тектонических картах.

1.4. Фазы складчатости. Возраст складчатых систем

Тектоническое районирование складчатых областей (определение фаз складчатости и возраста складчатых систем) проводится по возрасту **завершающей (главной)** складчатости – когда территория приобретает спокойное развитие (часто с главной складчатостью совпадает гранитоидный магматизм, тогда говорят о **возрасте консолидации** (формирование континентальной коры)).

Формирование земной континентальной коры происходит в подвижных условиях с накоплением осадков, слои подвергаются деформации, происходит формирование сложного плотного компактного массива, часто происходит гранитизация, земная кора приобретает кристаллическое (консолидированное) состояние.

Фазы складчатости - кратковременные ускорения тектонических движений с периодичностью 150-200 млн. лет выраженные угловыми несогласиями (поднятия и размыв) и проявляющиеся обычно в формировании одной складчатой системы на месте одного бассейна.

Складчатость - только одна сторона глобального циклического тектонического процесса, представляющего сборку (с проявлением складчатости в условиях субдукции и коллизии) и разрушение (в условиях рифтинга и спрединга) суперконтинентов. Фазы складчатости в этих циклах соответствуют формированию складчатых систем на месте одного океана.

Составляющими глобальных (суперконтинентальных) тектонических циклов являются тектоно-магматические эпохи: альпийская, киммерийская, герцинская, каледонская, байкальская и др.

Фанерозойские эпохи складчатости

На рис. 1.12 приведено соответствие эпох фанерозойской складчатости в геохронологической шкале.

Каледонская (ранне-среднепалеозойская) эпоха: салаирская, таконская, арденская, арийская, раннекаледонская, позднекаледонская фазы(OSD)

Герцинская (варисская) (позднепалеозойская) эпоха: бретонская, судетская, астурийская, завальская, пфальцская, аккадская, саурская, аллеганская, кассиарская фазы - С-Р-Т - формирование Пангеи

Киммерийская эпоха: древнекиммерийская, раннекиммерийская, позднекиммерийская (новокиммерийская), индосинийская, яньшаньская, ларамийская фаза - Т-Т-К

Альпийская эпоха: пиренейская, савская, штирийская, аттическая, роданская, валахская фазы - N-Q



Рис. 1.12. Фанерозойские эпохи складчатости

Все вышеперечисленное относилось к земной коре континентов. Земная кора распространяется на всю территорию поверхности Земли. На рис. 1.13 представлено внутреннее строение Земли.

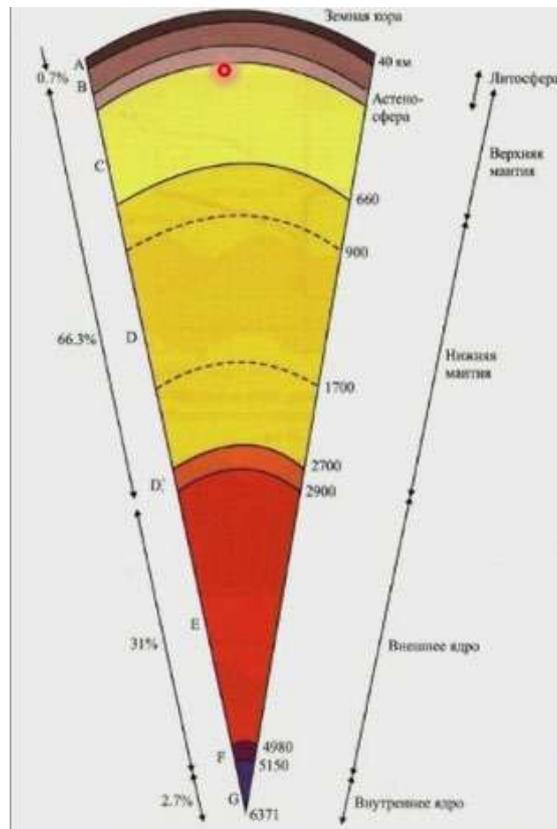


Рис. 1.13. Внутреннее строение Земли

Земля имеет оболочечное строение:

А - земная кора (0-75 км). Средняя (43,33,20)

В - верхняя часть верхней мантии, включая астеносферу (0-410 км).

С - нижняя часть верхней мантии (410-670 км).

D' - нижняя мантия (670-2700 км).

D'' - переходный слой (2700-2900 км).

Е - внешнее ядро (2900-4980 км), обладающее свойствами жидкости.

F - переходный слой (4980-5150 км).

G - внутреннее твёрдое ядро. Цифры слева - доля в % от массы Земли.

Кора под океанами и под континентами имеет разное строение (рис. 1.14). Мощность континентальной коры выше, чем океанической. Осадочный слой континентальной коры представлен метаморфизованными полого залегающими толщами (чехол), далее идет гранитно-метаморфический слой, представленный

разновозрастными складчатыми комплексами, сформированными в разное время. Гранитно-метаморфический слой подстилается слоем гранулито-базитовых пород. Эти слои (границы) выделяются на основании геофизических данных. Благодаря моделированию имеется представление о том, какими породами они сложены. Слои отличаются по геофизическим признакам, составу, плотности и т.д.

Гранулито-базитовый слой граничит с мантией, сложенной *ультроосновными породами*. Общая мощность континентальной коры составляет 60 и более км.

Мощность океанической коры составляет первые километры, она имеет иной состав – в океанической коре не представлен гранитно-метаморфический слой. Осадочный слой подстилается подводными излияниями – *пиллоу-лавами (подушечными лавами)*, доступ к поверхности которых дают *комплексы параллельных даек* – каналы, по которым поступает магма из слоев *габброидов* – *пород основного состава*. Далее идут *ультроосновные породы*, как продукт переработки *мантийных ультроосновных пород*.

При переходе от коры к мантии выделяется граница Мохоровичича (граница Моха) – наблюдается в обоих типах коры.

Это описание крайних типов коры, но в природе существуют и переходные типы коры.

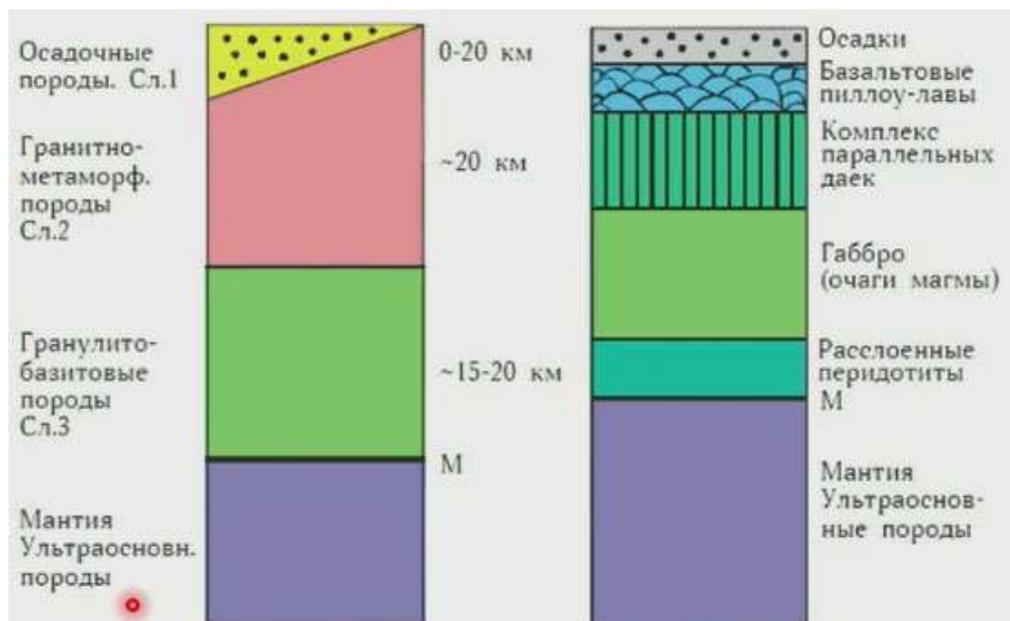


Рис. 1.14. Континентальная и океаническая кора

Переходные типы коры:

Субконтинентальный - внутри континентов и на их окраинах - 10-30 км с нечетким разделением 2 и 3 слоя.

Субокеанический - осадочный слой 5-25 км подстилается сейсмическим гранулито-базитовым слоем.

Переход от континентов к океанам происходит в пределах узкого континентального склона или в широкой зоне с разными типами коры.

С точки зрения геологии: граница континент-океан проходит не по береговой линии, а по зоне выклинивания континентальной коры – континент не кончается в шельфовой зоне. Океаническая кора начинается в глубоководных впадинах (рис. 1.15).

Обычно - это средняя часть континентального склона. **Шельф** - часть континента, т.к. подстилается корой и литосферой континентального типа.



Рис. 1.15. Переход континентальной коры в океаническую

На рис. 1.16 представлено соотношение земной коры, мантии и литосферы. Важно, что граница Мохо (М) имеет сложное строение, в верхней части мантии выделяется *астеносферный слой* – слой частичного плавления, по которому могут происходить относительные перемещения слоев. Надастеносферная мантия твердая. Вместе с земной корой надастеносферная мантия выделяется в **литосферу**. Основная геологическая теория – *тектоника литосферных плит*.

Мы можем наблюдать только земную кору, но процессы, которые привели к структурообразованию в коре, охватывают всю литосферу и, более того, астеносферу, где происходят процессы, способствующие движению литосферы.

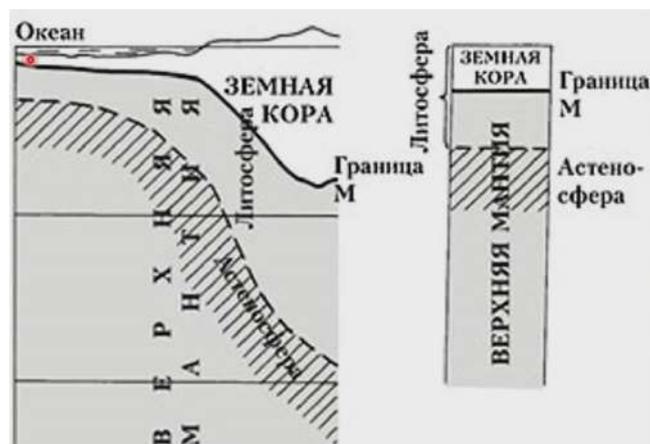


Рис. 1.16. Соотношение земной коры, мантии и литосферы

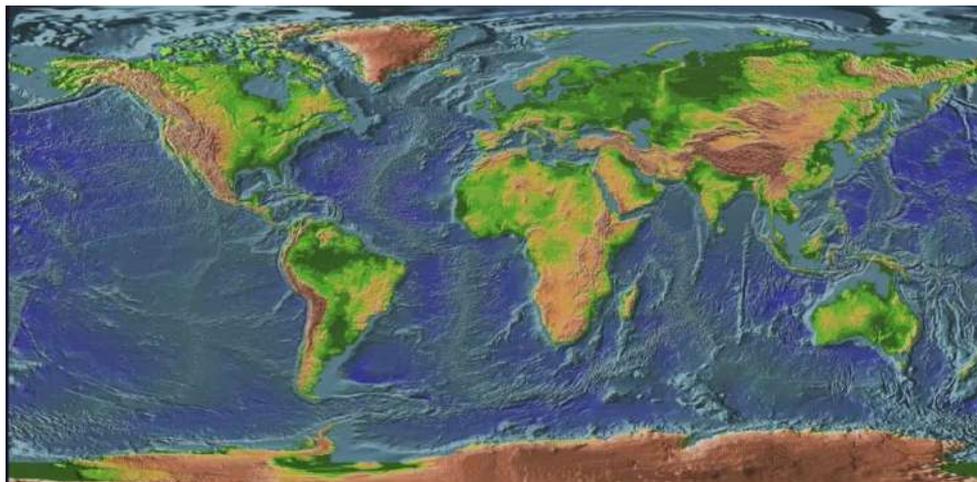


Рис. 1.17. Литосферные плиты

Основные структуры литосферы – *литосферные плиты и границы их раздела* (рис. 1.17). Интерпретация геологических данных базируется на тектонике литосферных плит.

Современная геотектоническая концепция – **тектоника литосферных плит**:

- 1) Складчатые системы формируются в условиях мощных столкновений литосферных плит.
- 2) Литосферные плиты - относительно спокойные участки континентальной, океанской или смешанной коры.
- 3) Плиты раскалываются и перемещаются относительно друг друга
- 4) Границы литосферных плит - узкие подвижные зоны с разным характером движения соседних плит.
- 5) Дивергентные границы расхождение плит с наращиванием их площади, конвергентные границы схождение плит с уменьшением их площади, трансформные границы относительного перемещения плит без изменения их площади.
- 6) В процессе глобальной геодинамики участвуют и подлитосферные слои мантии.

Основание для проведения границ литосферных плит – распределение эпицентров землетрясений на поверхности Земли (рис. 1.18). Это говорит о том, что выделенные зоны – зоны активных движений. Все наиболее активные движения концентрируются в узких зонах, представляющих собой границы литосферных плит. Плиты движутся со скоростью от 2 до 20 см в год.

На границах плит происходят геодинамические процессы (рис. 1.19.). Выделяют несколько типов границ плит.

Типы границ плит:

- 1) *Дивергентные* - границы раздвига. Рафтинг, спрединг.
- 2) *Конвергентные* – границы столкновения. Субдукция (подвиг), коллизия (столкновение).
- 3) *Трансформные* - границы сдвига. Сдвиговая тектоника.

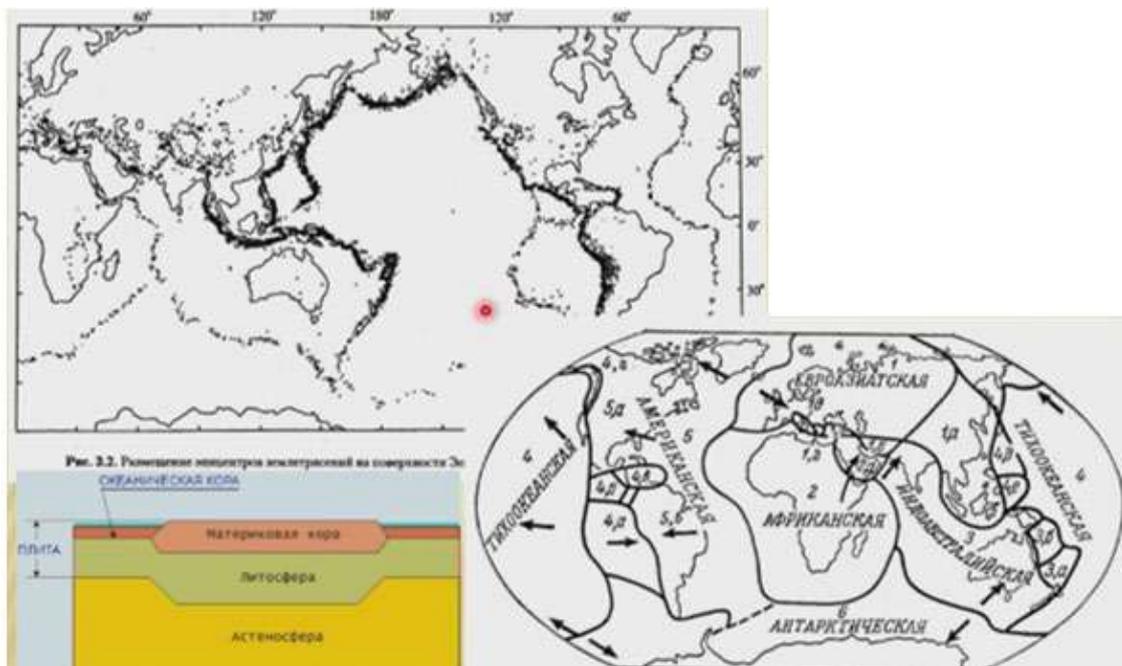


Рис. 1.18. Литосферные плиты

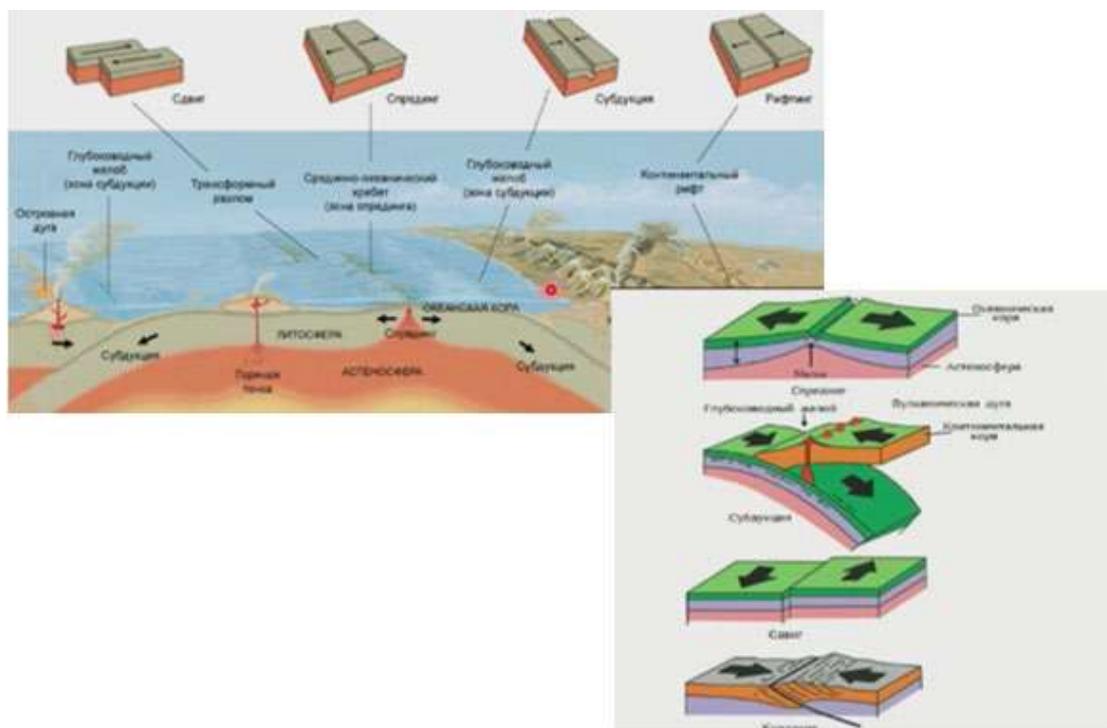


Рис. 1.19. Геодинамические процессы на границах плит

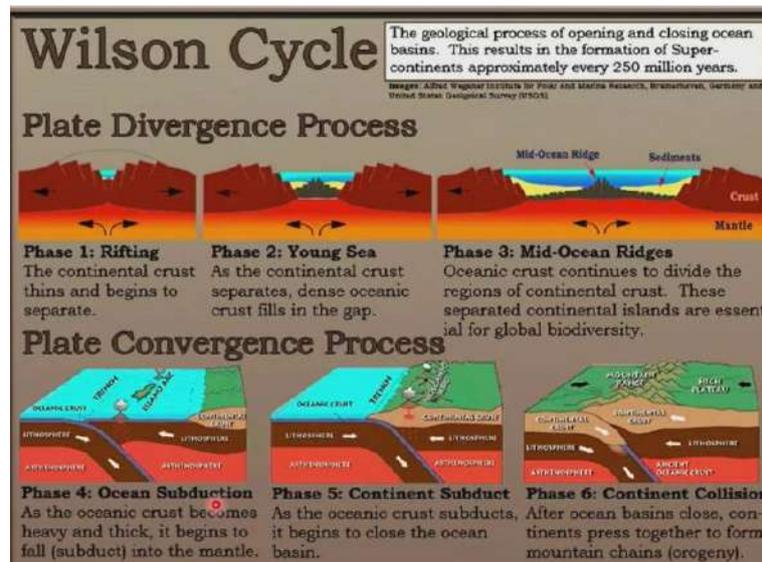


Рис. 1.20. Циклы Вильсона (Уилсона) (от океана до океана) и суперконтинентальные циклы (от суперконтинента до суперконтинента)

Процессы, происходящие на поверхности Земли, компенсируют друг друга – где-то плиты расходятся, соответственно, где-то сходятся, раскалываются и собираются. На рис. 1.20 представлены **Циклы Вильсона** (от океана до океана) и **суперконтинентальные циклы** (от суперконтинента до суперконтинента). Положение материков и океанов, которое в настоящее время наблюдается на поверхности Земли, постоянно изменяется, поскольку движение плит происходит постоянно.

1.5. Современные геодинамические обстановки

К современным геодинамическим обстановкам относятся: **рифтогенез – спрединг – субдукция – коллизия** (рис. 1.21).

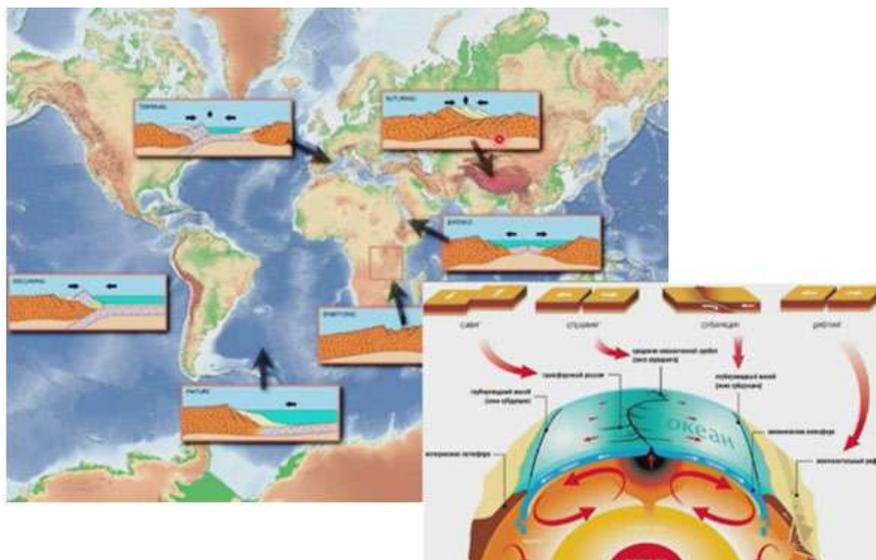


Рис. 1.21. Современные геодинамические обстановки

Рифтогенез – процесс, характерный для континентальных участков. На рис. 1.21 он показан на территории Евразии. При рифтогенезе плита трескается и начинается ее раздвижение (например, Байкальская рифтовая система).

Далее рифтогенез переходит в **спрединг** – растяжение дна и формирование океанов. Происходит наращивание литосферных плит за счет формирования новой океанической коры.

Самое активное проявление **субдукции** – Тихоокеанский пояс, где Тихоокеанская литосферная плита контактирует с плитами Северо-Американской, Южно-Американской и Азиатской. **Главный коллизионный пояс** – Средиземноморско-Гималайский.

Рис.1.22 характеризует основные геодинамические обстановки, происходящие в литосфере.



Рис. 1.22. Континентальные рифты

Континентальные рифт (англ. rift - трещина, разлом) – крупные линейные тектонические структуры земной коры - грабены или системы грабенов - протяженностью сотни и тысячи км, образованные при её горизонтальном растяжении.

При этом уменьшается мощность континентальной коры и литосферы в целом (рис. 1.22). В мантии возникают магматические очаги, при этом расколы, формирующиеся в коре, способствуют тому, что магма из магматических очагов выходит на поверхность.

При дальнейшем протекании процесса возникает море и переход к спредингу (рис. 1.23). Для спрединга характерно появления больших участков океанической коры. Рассмотрим систем структур при переходе от континента к океану (рис. 1.23, D, рис. 1.24). При формировании каждый новый блок *более молодой, чем предыдущий*. Таким

образом, самая молодая кора находится в осевой зоне, а на удаление от нее возраст увеличивается.

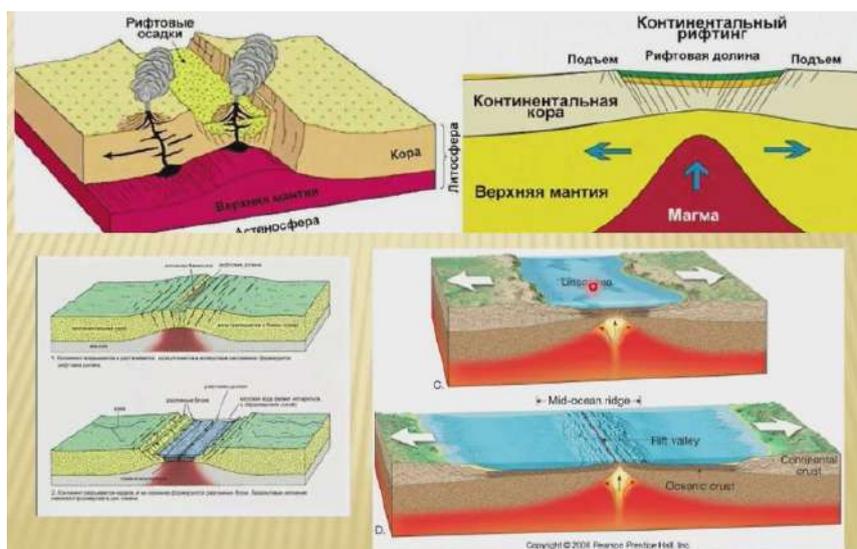


Рис. 1.23. Континентальный рифтогенез и его переход в спрединг



Рис. 1.24. Процессы формирования океанической коры - спрединг

На рис. 1.25 представлен разрез океанической коры: глубоководные осадки, пиллоу-лавы, комплекс параллельных даек, расслоенные габбро и мантийные перидотиты.

На рис. 1.26 представлено строение срединно-океанических хребтов. Главный процесс – магматический. Также наблюдается спрединговая долина, которая пересекается системой трансформных разломов, которые так же являются характерным элементом структуры океанического дна.

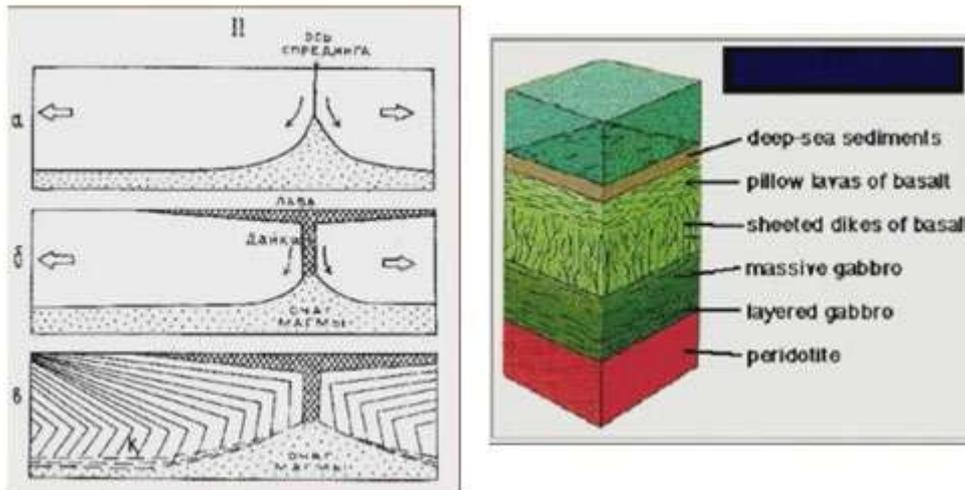


Рис. 1.25. Срединг

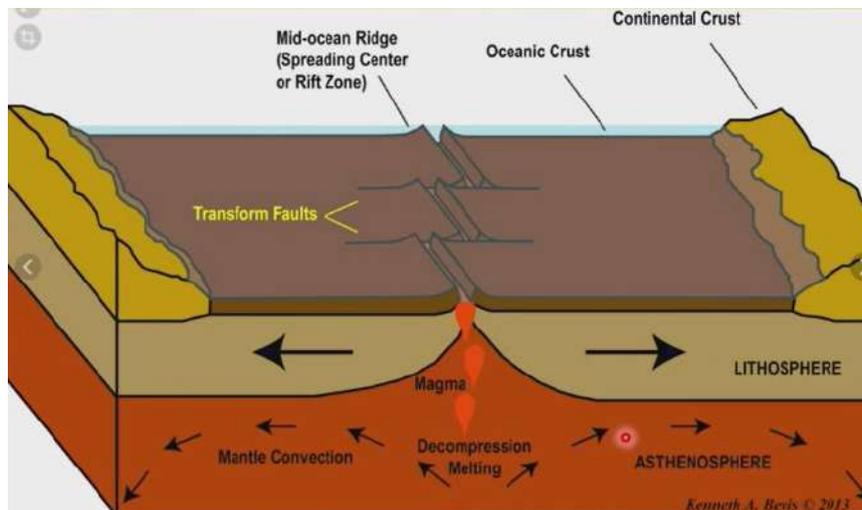


Рис. 1.26. Строение срединно-океанических хребтов

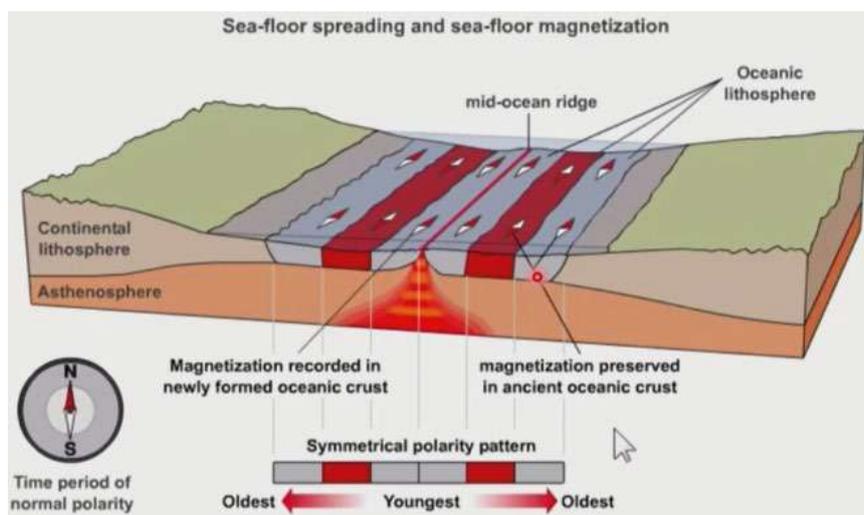


Рис. 1.27. Полосовые магнитные аномалии

Возраст океанической коры устанавливается по полосовым магнитным аномалиям (рис. 1.27). При выходе магматического расплава на поверхность, в зависимости от направленности магнитной полярности, направление фиксируется. Благодаря этому смены полярности можно установить, и, соответственно, узнать последовательность формирования океанической коры.

Возраст океанической коры

На рис. 1.28 приведена схема строения океанического дна. По возрасту океанической коры можно восстановить историю раскрытия океанических бассейнов.

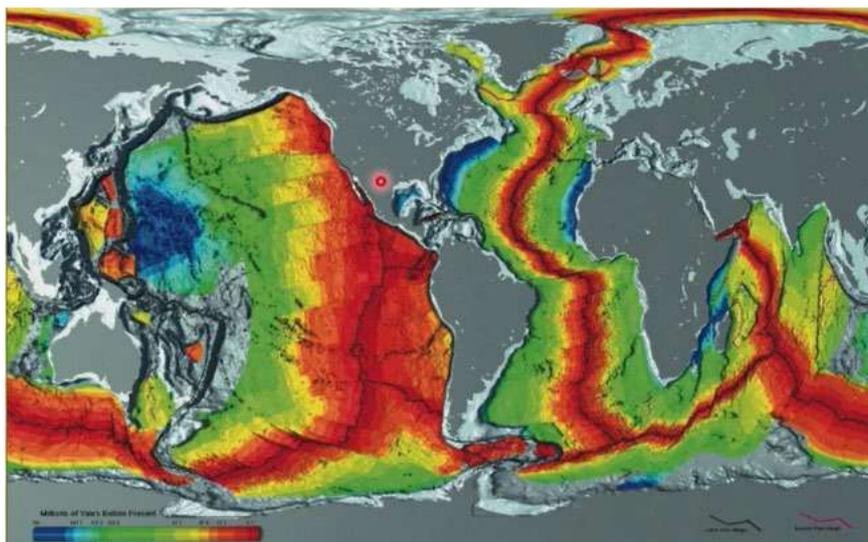


Рис. 1.28. Возраст океанической коры

Континентальный рифт с развитием процессов растяжения превращается в океан (рис. 1. 29, 1.30). На переходе континент-океан происходит формирование **пассивная окраина**.

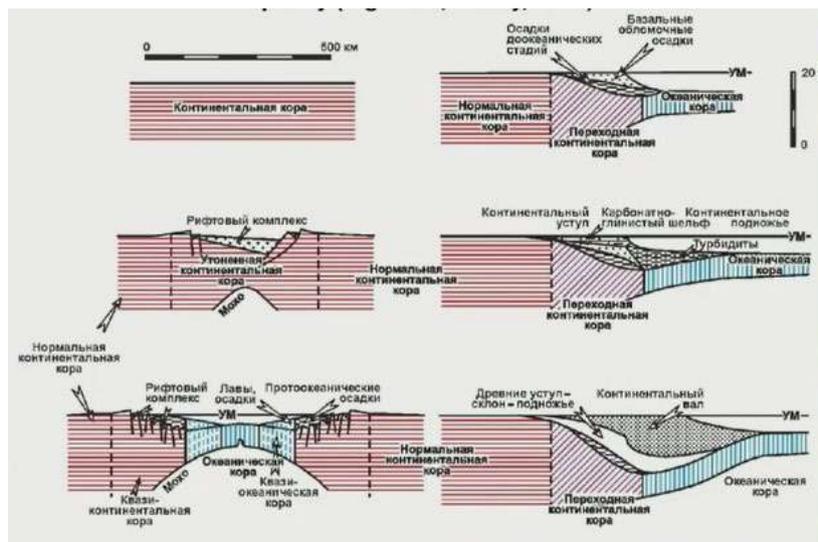


Рис. 1.29. Эволюция континентального рифта в пассивную окраину

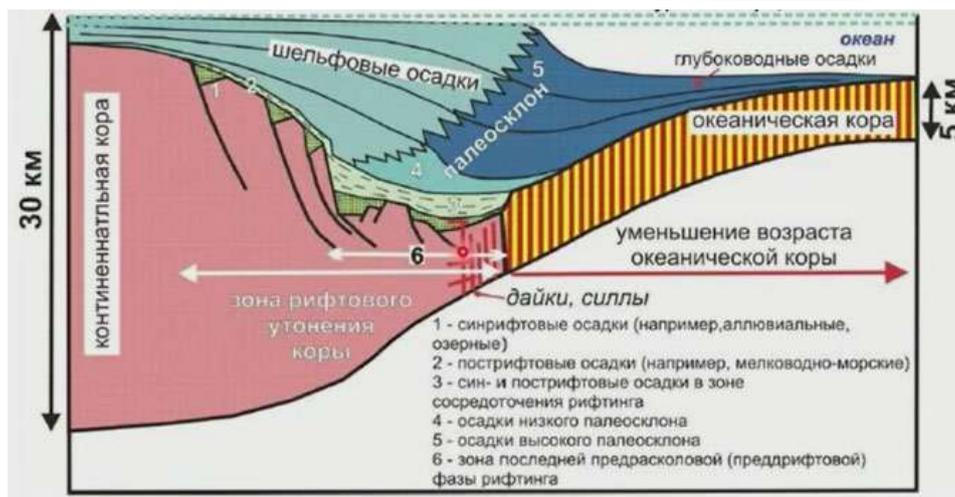


Рис. 1.30 Формирование пассивной окраины при спрединге

В шельфовой зоне формируются мощные комплексы преимущественно осадочных пород (терригенно-карбонатные комплексы; для шельфов характерно карбонатное осадконакопление). Кроме того, при начале процесса формирования комплексов в континентальной коре сохраняются рифтогенные структуры (рифтогенез).

Кроме того, в этих зонах происходит переход континентальной коры в океаническую – в этих зонах фиксируются переходные типы коры (рис. 1.31).

На рис. 1.32 представлены *конвергентные границы*. **Конвергентные границы** – это границы схождения плит. На формирование конвергентных границ влияют два основных геодинамических процесса: *субдукция и коллизия*.

При столкновении мощные твердые литосферные плиты не испытывают значительную деформацию, но может произойти деформация осадочного слоя. Кроме того, континентальная плита относительно легче океанической, «плавает поплавающим», при этом океаническая кора более тяжелая и способна погружаться под континентальную кору.

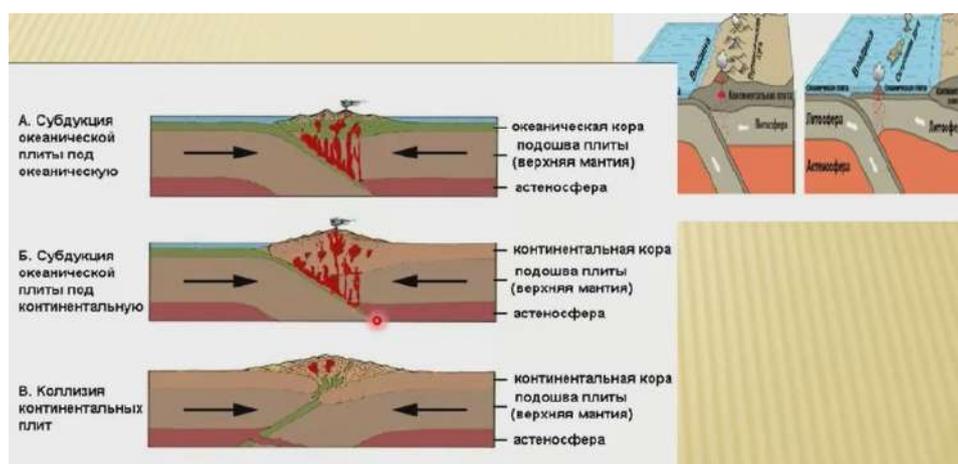


Рис. 1.31. Формирование конвергентных границ: субдукция и коллизия

Процесс погружение океанической коры под континентальную называется процессом **субдукции**. Субдукция будет осуществляться до тех пор, пока существует океан; при полном закрытии океана будет происходить **коллизия**. В случае столкновения островной дуги с континентом или с другой островной дугой происходит малая коллизия.

Именно в таких обстановках происходит формирование складчатых сооружений; в данном случае так же происходит магматизм, но связан он с формированием очагов плавления из-за конвергентных движений.

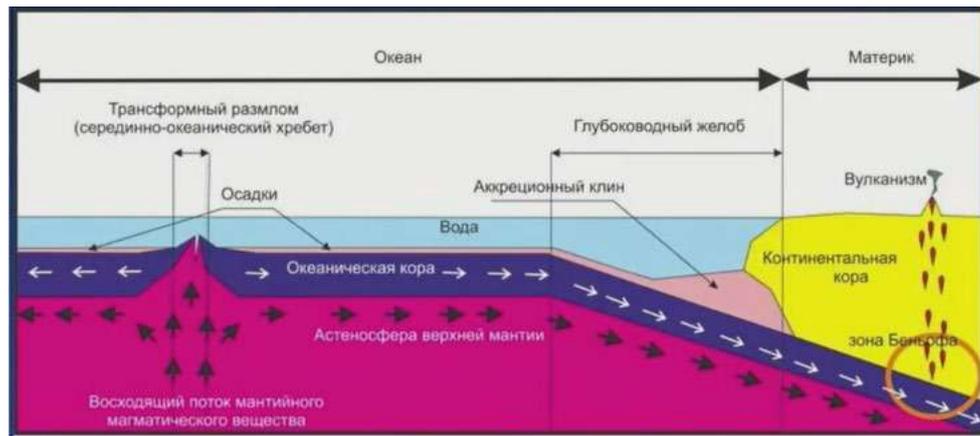


Рис. 1.32. Формирование активной континентальной окраины

Зона субдукции называется **активной окраиной** (рис. 1.32). В условиях пододвигания океанической коры под континентальную может происходить деформация осадочного чехла (рис. 1.33). Слоистые толщи разрываются, надвигаются друг на друга, при этом формируется надвиговый клин.

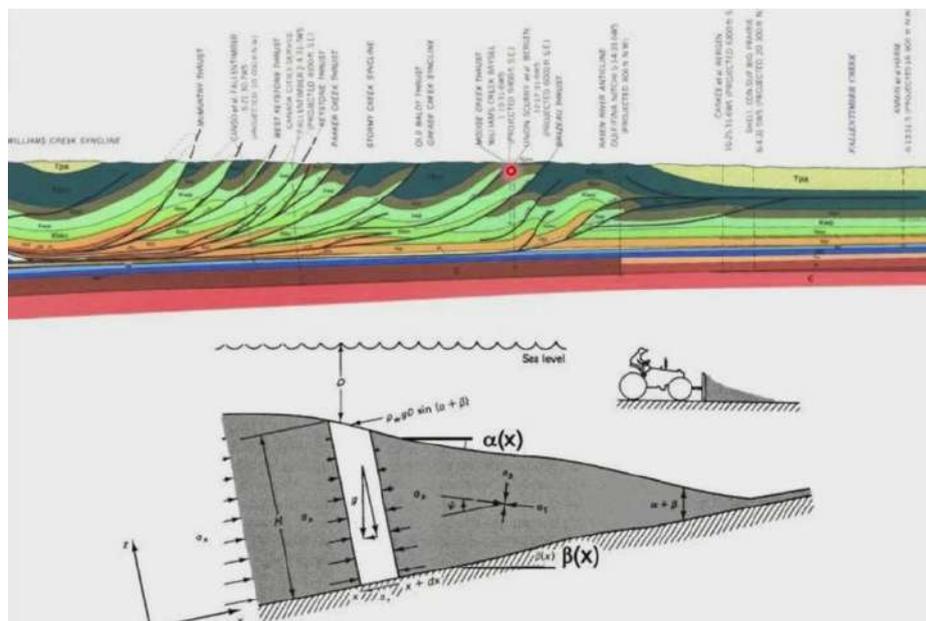


Рис. 1.33. Формирование осадочного чехла

Во время процесса деформации при субдукции формируются **орогенные пояса аккреционного типа** (рис. 1.34). Деформация в зоне субдукции приводит к нагромождению различных комплексов, в том числе сдёрнутых деформированных осадков и кусков плит, сложенных в тектонический комплекс – происходит **аккреция**. При происхождении коллизии происходят **орогенные пояса коллизионного типа**.

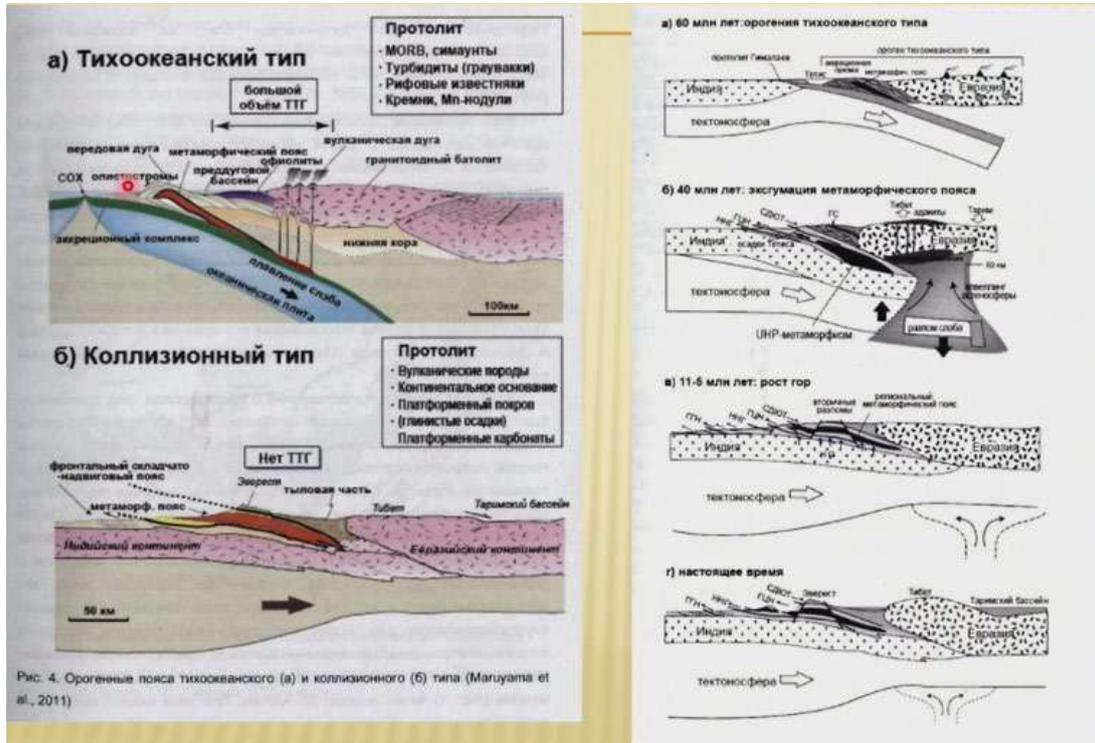


Рис. 1.34. Орогенные пояса аккреционного (тихоокеанского) и коллизионного типа

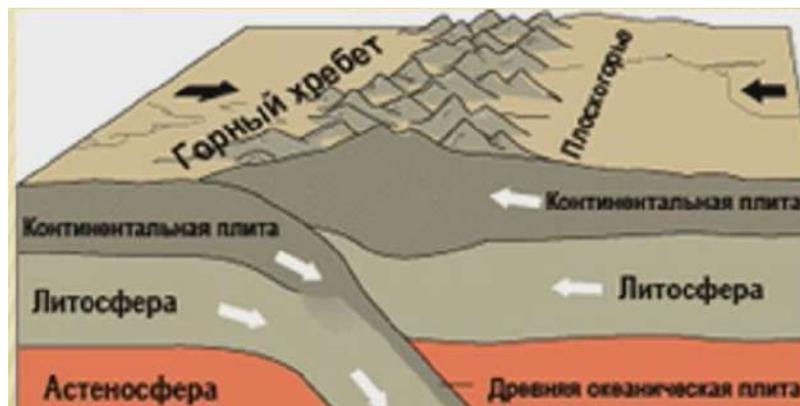


Рис. 1.35. Континентальная коллизия

На рис. 1.35 представлена континентальная коллизия. **Коллизия** - столкновение континентальных плит, приводящее к смятию коры и образованию горных цепей. При этом формируется более мощная кора.

Современная коллизийная зона - Средиземноморско-Гималайской-Индонезийский пояс, образовавшийся в результате закрытия океана Тетис и столкновения с Евразийской плитой Индостана и Африки. И при континентальной коллизии происходят сдвиговые смещения (субдукция).

На рис. 1.36. приведены литосферные плиты России и прилегающих территорий. К Евразийской плите по югу России прилегает сложный пояс, состоящий из малых плит. Между Евразийской плитой и Северо-Американской плитой проходит *дивергентная граница*, проходящая через *Срединно-океанический хребет* из Атлантики через хребет Гакеля и выходящая на континент. По этой границе в океане существует спрединг и формирование океанической коры, на континенте – континентальный рифтогенез. Весь Северо-Восток принадлежит Северо-Американской плите.



Рис. 1.36. Литосферные плиты России и прилегающих территорий

Лекция 2. Основные типы тектонических структур континентов. Формирование подвижных поясов. Тектоническое районирование территории Северной Евразии

2.1. Основные типы тектонических структур континентов (древние платформы, подвижные пояса, метаплатформенные области).

Типизация структурных элементов земной коры опирается на представления о характере современной структуры земной коры и особенностях тектонического развития региона в неогее (PR, PH) - 1,6 млрд. По этим признакам выделяют следующие основные категории тектонических структур:

1) **Древние платформы (Кратоны)** – относительно стабильные в неогее области, обладающие довершнепротерозойским фундаментом.

-2) **Подвижные (складчатые) пояса** - мобильные в неогее области, состоящие из разновозрастных складчатых систем.

3) Иногда (ряд исследователей) выделяют также **Метаплатформенные области** - переходные структуры между древними платформами и подвижными поясами.

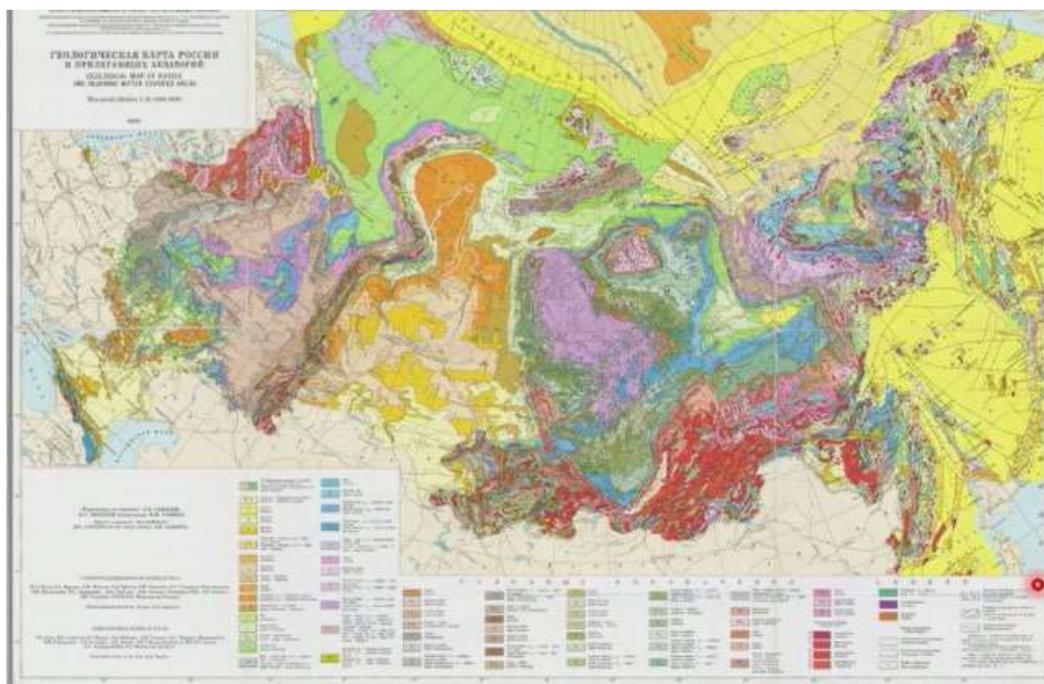


Рис. 2.1. Геологическая карта

На рис. 2.1 представлены следующие комплексы:

- Древние платформы: фундамент AR-PR1, чехол PR2-KZ
- Складчатые пояса: фундамент/чехол PR2/PZ-KZ (байкалиды – на некоторых картах рассматриваются, как метаплатформенные переходные зоны); PZ1 (каледониды)/PZ2-KZ (чехол); PZ2 (герциниды)/MZ-KZ (чехол); MZ/KZ; KZ1/KZ2 (присутствует угловое несогласие) – возраст фундамента определяется складчатыми деформациями, происходящими в

подвижных поясах. В отдельных частях складчатые пояса могут перекрываться более молодыми чехлами.

- Переходные зоны: фундамент/чехол PR 2/PZ-KZ

Помимо сложных процессов, формирующих континентальную кору, определяя тип структуры, спокойный этап развития сопровождается формированием чехлов (рис. 2.1). По геологической карте можно определить лишь то, выходит ли фундамент на поверхность или он перекрыт чехлом – более обширные площади на карте, занятые породами одного возраста.

Области преимущественно красного цвета в основном представляют древнейшие комплексы и гранитоиды, разнообразные зелено-коричневые цвета указывают на палеозойские отложения. Для определения отложений по карте необходимо знать геохронологическую шкалу.

На тектонических картах (рис. 2.2) по классификации на древние платформы и складчатые пояса отложения разделены более четко. Представлены:

- Древние платформы: фундамент AR-PR1 - красный, чехол PR2-KZ - розовый
- Складчатые пояса: фундамент/чехол PR 2/PC: PS1/PS2-KZ – синий или фиолетовый; PZ2/MZ-KZ - коричневый; MZ/KZ – зеленый. Цвета соответствуют крупным эпохам;
- Переходные зоны: фундамент/чехол PR 2/PZ-KZ

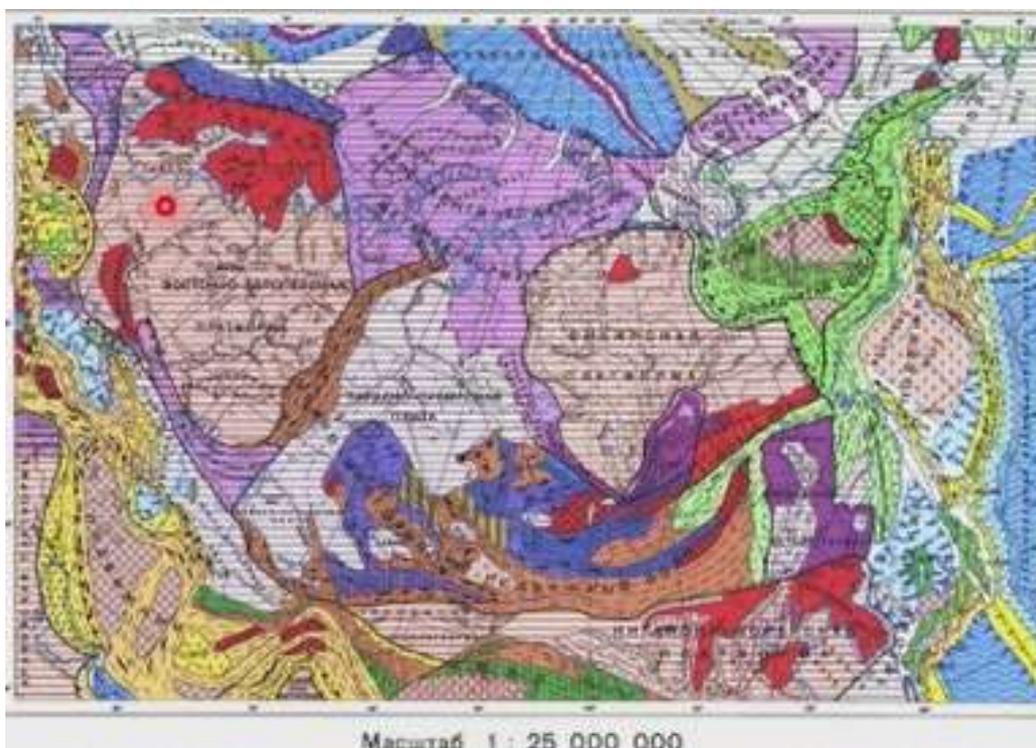


Рис. 2.2. Пример тектонической карты

2.2. Древние платформы (Кратоны). Общее представление

Древние платформы - обширные участки древней континентальной коры, сформированной в архее-раннем протерозое (AR-PR1). Позже - на протяжении неогая (PR2-PH), они развивались в спокойном тектоническом режиме, который характеризуется:

- вялыми тектоническими движениями и слабой их пространственной дифференциацией.
- отсутствием или слабым проявлением магматической деятельности, современных вертикальных движений и пониженным тепловым потоком.

Поэтому с неогая здесь накапливаются сравнительно мелководные морские и континентальные отложения небольшой мощности.

Подобный характер развития определил 2-х ярусное строение платформ:

- нижний ярус - Гранито-гнейсовый или кристаллический фундамент (AR-PR1). Глубокометаморфизованные породы (гнейсы, кристаллические сланцы), широко развиты гранитоиды.
- верхний ярус - Осадочный чехол. Неметаморфизованные преимущественно осадочные породы, в редких случаях расслоенные покровами базальтов, а иногда и кислых вулканитов (PR2-Q). Мощность чехла в среднем составляет 3-6км, но иногда достигает 10-12 км и даже 20 км.

Типичные древние платформы Земли: Восточно-Европейская, Сибирская. Северо-Американская, Южно-Американская, Африканская, Австралийская, Индоганская, Антарктическая. Китайско-Корейская.

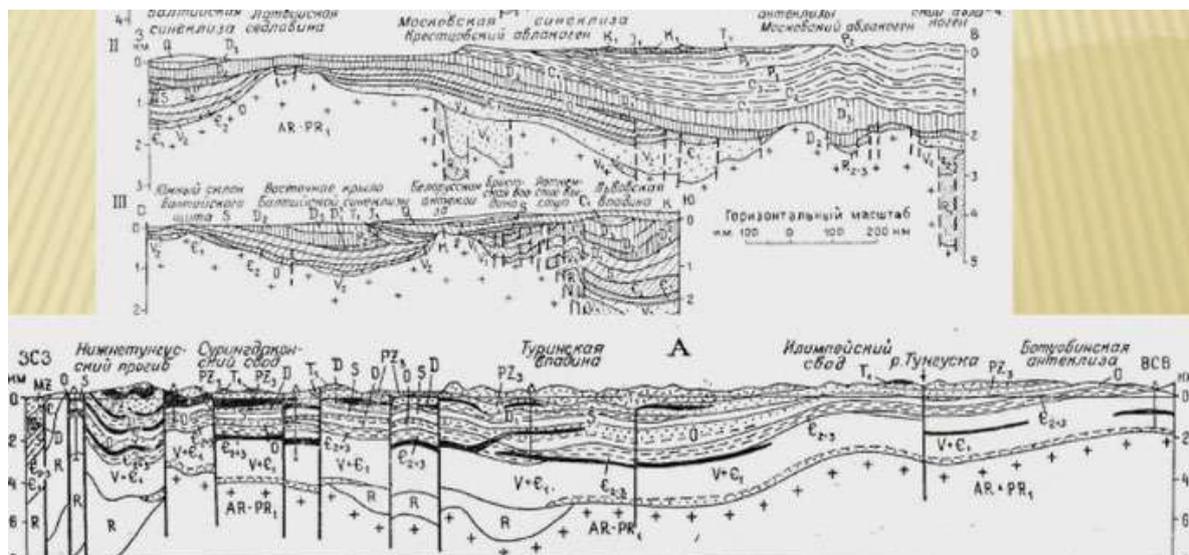


Рис. 2.3. Пример геологических разрезов с увеличением вертикального масштаба

На рис. 2.3 представлены двухэтажные структуры континентальной коры:

- нижний этаж - AR-PR1 гранитно-метаморфический фундамент:
- верхний - осадочный чехол.

Слоистый чехол разновозрастных комплексов включает несогласные залегания, что означает, что чехол развивался неодинаково в разное время на разных участках. На нижнем разрезе можно видеть включения субвулканических образований (силлов) – проявления магматической деятельности на платформах. Нижняя часть обоих разрезов показана крестиками – традиционное обозначение гранитов.

2.3. Структура и основные этапы развития

Фундамент

В строении фундамента платформ основную роль играют специфические структурные формы, характерные для ранних этапов истории Земли.

В AR (архейском) комплексе выделяются гранит-зеленокаменные области и гранулит-гнейсовые пояса, сложенные сложно дислоцированными, метаморфизованными и гранитизированными породами. Наиболее древние - «серые гнейсы» (ТТГ-комплекс или Таналит-тендинит-гранодиоритовый комплекс) AR1 - реликты первичной континентальной коры.

PR1 (раннепротерозойский) комплекс формируют - протоорогены и протоплатформы, близкие к более поздним фанерозойским одноименным структурным элементам земной коры (собственно орогенам и платформам).

Окончание PR1 - стадия кратонизации будущей платформы, вызванная повышенным тепловым и флюидным потоками из недр Земли. В геологической летописи это проявилось процессами интенсивного метасоматоза, гранитизации, становлением гранитных плутонов, что и привело к существенному упрочению фундамента. Считается, что это было время, когда все древние платформы были объединены и являлись частями единого суперконтинента Пангея-1.

Чехол

Начало накопления чехла - с рубежа PR1/PR2 (1,65 млрд. л.) – установление платформенного режима. Чехол образован преимущественно мелководными и прибрежно-мелководными терригенно-карбонатными осадочными породами эпиконтинентальных бассейнов, не несет следов метаморфизма, магматизм проявлен ограниченно. Основной тип - трапповая ассоциация (покровы платобазальтов, дайки и силлы долеритов и габбро-долеритов). На рис. 2.4 можно видеть, что формирование чехла, с угловым несогласием залегающего на фундаменте, началось не повсеместно, а в отдельных узких зонах.

Ранний мегаэтап - авлакогенный - поздний протерозой (R-V1) – преобладание поднятий. В погружение вовлечены лишь узкие грабенообразные зоны – авлакогены (палеорифты), выполненные обломочными континентальными и мелководно- морскими осадками, сочетающимися с вулканитами преимущественно основного состава.

Мощность до 3-5км. *Авлакогены* - индикаторы масштабного растяжения земной коры, что дает основание полагать их появление синхронным начавшемуся распаду суперконтинента Пангея-1.

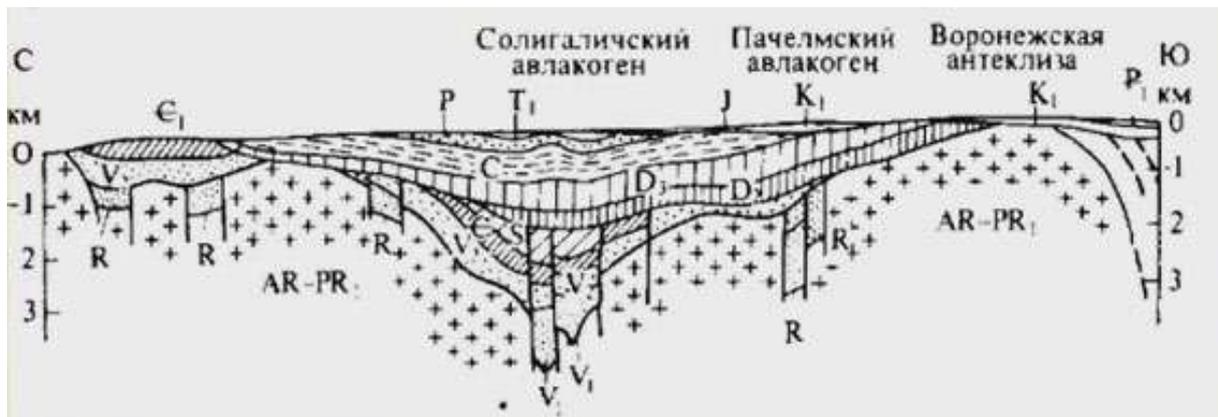


Рис. 2.4. Схематический разрез Московской синеклизы

Поздний мегаэтап – плитный (рис. 2.4), в основном в фанерозе, значительная часть платформы втягивается в дифференцированное опускание и перекрывается почти не дислоцированным плитным чехлом (одновременно обособились районы вздымания). Плитный чехол не везде формировался одинаково, где-то сохранялись вертикальные движения вздымания, в других местах происходило большее погружение.

Обстановка дифференцированного опускания привела к становлению:

- Структур 1-го порядка: щитов (фундамент на поверхности) и плит (фундамент перекрыт чехлом)
- Структур 2-го порядка (в пределах плит): антеклиз, синеклиз, перикратонных прогибов и авлакогенов.

Структуры более высоких порядков: валы, флексуры, разрывы, диапировые складки (чаще соляной диапиризм).

Структурные элементы древних платформ

Авлакогены - линейные впадины в фундаменте платформ, ограниченные сбросами, сформировавшиеся в условиях растяжения и выполненные осадочными или вулканогенно осадочными образованиями.

Щиты - выходы фундамента на поверхность.

Плиты - участки платформ с развитым чехлом.

Конседиментационные структуры плитного чехла платформ:

Антеклизы - выпуклые структурные формы (уменьшенные мощности, неполные разрезы, относительно более грубообломочные фации).

Синеклизы - прогнутые структурные формы (увеличенные мощности, наиболее полные разрезы, тонкообломочные и карбонатные фации).

Перикратонные прогибы - участки увеличенной мощности чехла на окраине платформы.

На рис. 2.5 представлены этапы становления платформенного чехла. Ранний (авлакогенный) этап в основном соответствует протерозою, общее воздымание и погружение наблюдается только на отдельных участках. На позднем этапе формируется единый плитный чехол, присутствуют участки, где он выходит на поверхность (щиты). В пределах плиты выделяются синеклизы и антеклизы. Играет роль не абсолютная мощность чехлов, а относительная морфология поверхности фундамента.

- Щиты - области сложного строения. На картах преимущественно красного цвета (древние комплексы, широко развиты гранитоиды).
- Плиты - на ГК (геологических картах) разноцветные участки, поскольку в течение всего фанерозоя на них формировались чехлы; на ТК (тектонических картах) – розовые, поскольку тектонические карты показывают интерпретацию. Так обозначается, где платформа, где щит выходит на поверхность, а где лежит чехол. Более светлые тона означают более мощный чехол, чем темнее окраска – тем меньше чехол и ближе к поверхности фундамент.
- Антеклизы (более древние породы чехла на ГК; темно розовые участки на ТК) синеклизы (более молодые породы чехла на ГК; светло розовые участки на ТК).
- Авлакогены - на ГК часто не видны, выделяются по косвенным признакам: на ТК светло розовые с разломами зоны).

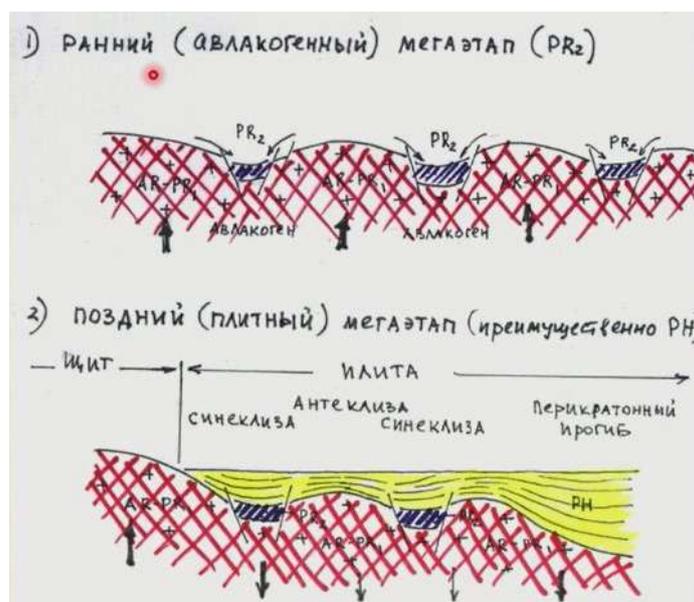


Рис. 2.5. Этапы становления платформенного чехла

2.4. Формирование подвижных поясов

Складчатые подвижные пояса – области активных движений в неогене (PR2-РН)

Элементы подвижных поясов:

- Складчатые системы и области - фундамент на поверхности
- Молодые плиты - фундамент перекрыт чехлом

На рис. 2.6 можно видеть сложный складчатый фундамент, в котором не очень широко распространены гранитоиды – фундамент не такой кристаллический, как на древних платформах. В местах выхода фундамента выделяются складчатые системы и области.

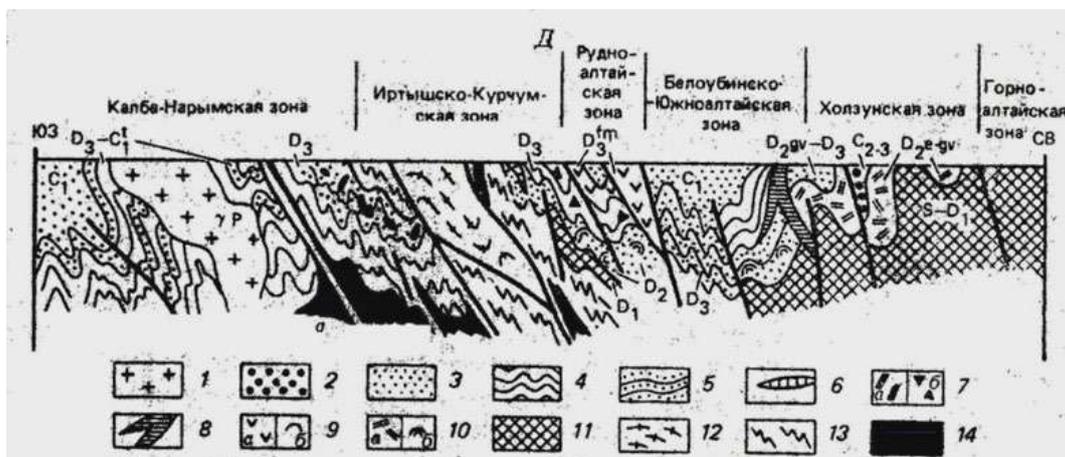


Рис. 2.6. Разрез, демонстрирующий складчатые области фундамента

В складчатых (подвижных) поясах присутствуют:

1) Разновозрастные складчатые и складчато-покровные системы (*аккреционные и коллизионные орогены*), сформированные на месте осадочных бассейнов различного типа (океанических и эпиконтинентальных)

2) Зоны палеоокеанические и активных окраин - выражены *коллажем террейнов* различной природы: островодужными и аккреционными комплексами, офиолитовыми сутурами и аллохтонами (фрагменты океанической коры), микроконтинентами.

3) Зоны палеоконтинентальные - выражены деформированными комплексами пассивных окраин с характерными антиклинориями и синклинориями и системами покровов. Выступы фундамента – срединные массивы.

4) Орогены обрамляются краевыми (передовыми) прогибами и разделены межгорными впадинами (часто наложенными на древние блоки)

5) На месте складчатых орогенов впоследствии формируются молодые плиты

Устаревшие термины:

Геосинклинальный пояс - область активных нисходящих движений – развитие крупных осадочных бассейнов. В настоящее время называется складчатым поясом.

Эвгеосинклинали - океанические бассейны с СОХ, активные континентальные надсубдукционные окраины с системой окраинное море - островная дуга - глубоководный желоб

Миогеосинклинали - пассивные континентальные окраины в условиях спрединга (океанического рифтинга)

Элементы складчатых систем

Антиклинории - постседиментационные структуры с положительной формой зеркала складчатости (рис. 2.7, слева).

Синклинории - постседиментационные структуры отрицательной формой зеркала складчатости (рис. 2.8).

Террейны – блоки.

Срединные и краевые массивы - блоки более ранней консолидации или древнего основания (микроконтиненты).

Межгорные впадины и краевые прогибы - впадины стадии формирования орогенов, заполненные грубообломочным материалом, сносимым с растущих рядом горных поднятий.

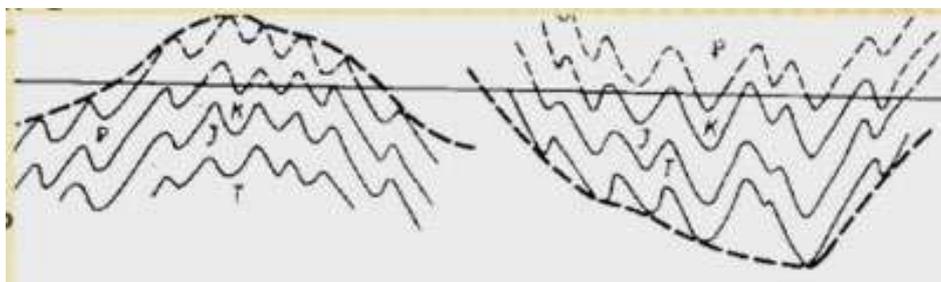


Рис. 2.7. Структура антиклинория и синклинория

При прочих равных условиях антиклинории выделяются выходом на поверхность более древних пород в ядре, синклинории – более молодых.

Элементы складчатых систем в современном понимании (Тектоника плит)

Палеоокеанические зоны - части складчатых систем с характерными палеоокеаническими комплексами пород (офиолитовая ассоциация, активные окраины: островодужные системы и краевые вулcano-плутонические пояса) - большинство структур блоки со своей тектонической историей - *террейны*.

Офиолитовые сутуры - узкие зоны (глубинные разломы) на месте коллизионного шва закрывшегося океанического бассейна.

Аккреционные комплексы - сложный комплекс покровно-надвигового строения, образованный при субдукции - пододвигании одной части литосферной плиты под другую.

Островодужные комплексы - вулканогенно-осадочные комплексы, сформированные при развитии палеостровных дуг в условиях субдукции

Аллохтоны - тектонические покровы различного происхождения. При формировании сложной складчато-подвижной структуры амплитуды перемещения покровов достигают больших величин, при этом формируются аллохтоны. Это перемещенные по пологим поверхностям на большое расстояние покровы, часто от них остаются только останцы.

Палеоконтинентальные зоны - части складчатых систем, сформированные на месте эпиконтинентальных бассейнов на древнем основании) (терригенно-карбонатные осадки, слабое развитие вулканизма - пассивные окраины) - характерные структуры - антиклинории и синклинории, срединные массивы.

Складчатые области - зоны сложного складчатого строения с многочисленными разломами и интрузивами как на ГК, так и ТК (рис. 2.8). На картах видно, что на платформе чехол залегает спокойно (Сибирская платформа), в то время как сложные структуры находятся в обрамлении платформ.

Много красного цвета - гранитоиды - характерны для континентальной коры. Местами фиолетовые и зеленые тела - интрузивы основного и ультраосновного состава - свидетельства существования океанической коры. Линейные - сутуры, изометричные – аллохтонные пластины.

Молодые плиты - области пологого залегания более молодых по сравнению с фундаментом пород.

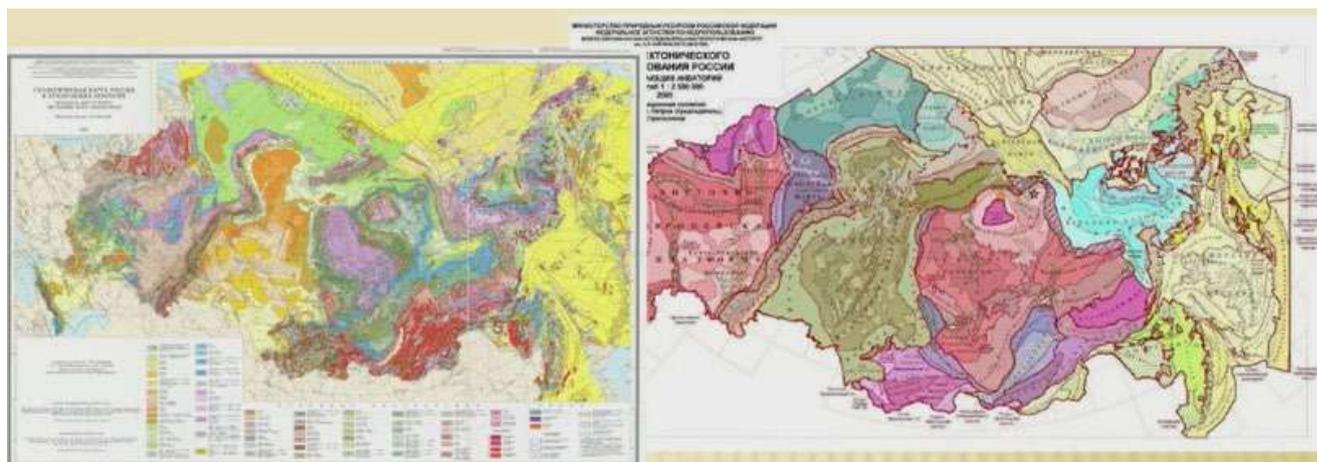


Рис. 2.8. геологическая и тектоническая карта

На рис. 2.8 желтым цветом представлена Западно-Сибирская платформа – молодая плита, левее нее расположена древняя плита Восточно-европейской платформы.

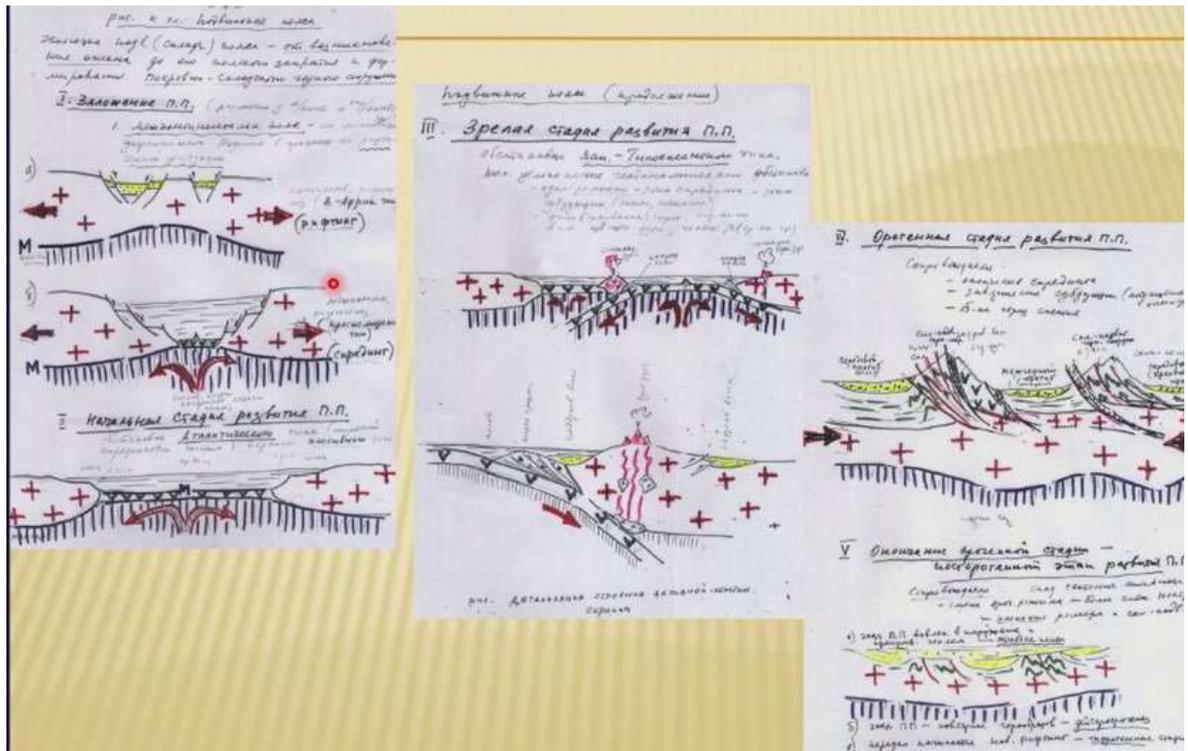


Рис. 2.9. Этапы развития подвижных поясов

Тектоно-магматический цикл формирования складчатой области (по С.С. Шульцу мл, 1973)

Первым этапом цикла является **рифтогенез** - заложение подвижного пояса. Древний континент раскалывается. Где-то рифтогенез останавливается и приводит к формированию на древних платформах структур типа авлакогенов (рис. 2.10), в других частях процесс продолжится и перейдет в начальную спрединговую стадию (рис. 2.9, I, а, б).



Рис. 2.10. Рифтогенез. Раскол континента и разрыв континентальной коры

Далее начинается стадия **спрединга**, который также является начальной стадией развития подвижного пояса (рис. 2.9 II, 2.11). При этом формируется зрелый океан, но без активных окраин (например, современный Атлантический океан – по обе стороны

пассивные окраины). Развитию этой стадии характерно развитие пассивных окраин, поскольку часто водные массы захватывают части континента, где формируется эпиконтинентальный бассейн. За бассейном идет континентальный склон и переход к абиссальным равнинам (рис. 2.9).

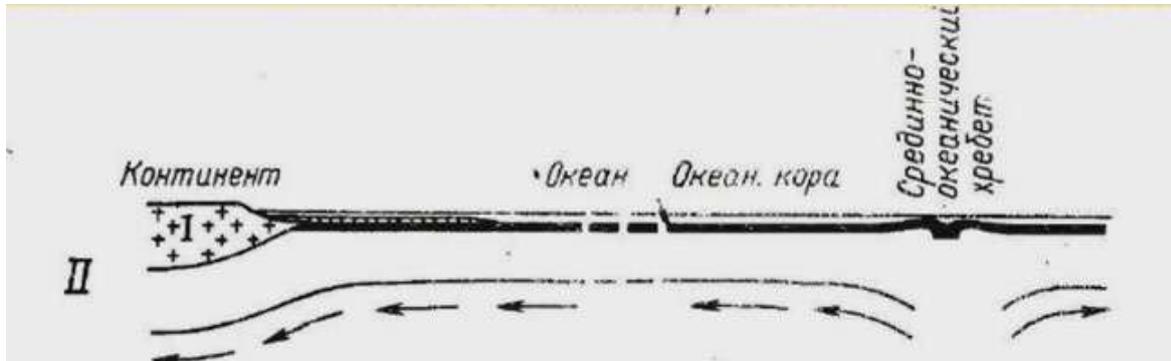


Рис. 2.11. Спрединг

Обстановки океанических бассейнов

Спрединг происходит в срединно-океанических хребтах (СОХ) с наращиванием океанической коры в осевых зонах СОХ в результате подъема мантийного вещества и дифференциации базальтового расплава. Формируется псевдослоистый разрез.

Новообразованная кора, формирующаяся в спрединговых зонах, по мере отодвигания от оси спрединга охлаждается и погружается. Кора представляет собой выплавки из мантии. В основе разреза (рис. 2.12) находится сама мантия — ультраосновные породы. Далее происходит переход — расслоение мантии, можно видеть дифференциацию основных и ультраосновных пород. Следующим идет комплекс габбро, из очагов которых выходят комплексы параллельных даек, и, затем в подводных условиях происходит излияние пиллоу лав. Все эти комплексы перекрываются глубоководными осадками.

Поднятия СОХ переходят в абиссальные плато. В структурно-вещественных комплексах кора сохраняется фрагментарно, будучи погруженной в зонах субдукции и переработанной на этапе орогенеза.

Фрагменты океанической коры в составе складчатых поясов известны как **офиолиты** (рис. 2.12).

Комплексы офиолитовой ассоциации пород: 1) серпентинитовый меланж; 2) ультраосновные недифференцированные мантийные породы; 3а) расслоенные ультраосновные и основные породы; 3б) амфиболизированные габброиды; 4а) параллельные диабазовые дайки; 4б) базальтовые пиллоу лавы; 5) глубоководные карбонатные осадки.

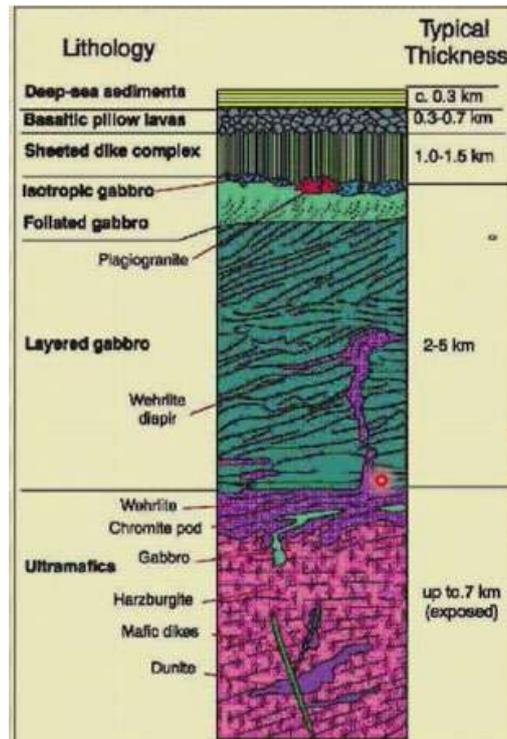


Рис. 2.12. Строение слоев и мощности классической последовательности офиолитов

Возраст офиолитовой ассоциации будет соответствовать возрасту осадочных и вулканических пород.

Перечисленные части разреза могут быть обнажены фрагментарно и пространственно разобщены. Структурно-формационные комплексы опорных геодинамических обстановок

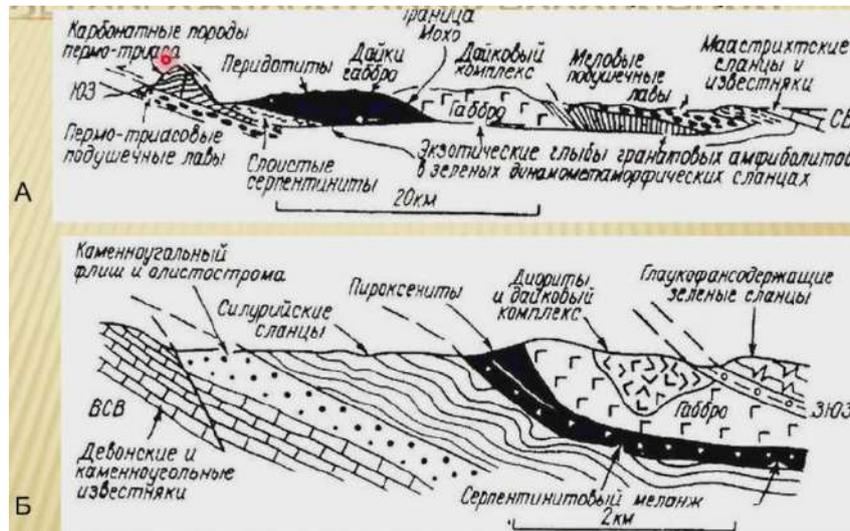


Рис. 2.13. Разрезы офиолитовых ассоциаций. А - разрез офиолитового комплекса Вуринос, Греция (по Ж. Брюнну); Б - разрез Шенгельдинского офиолитового аллохтона, горы Тамдытау, Кызылкумы (по С. С. Шульц мл.).

На рис. 2.13 приведены разрезы офиолитовых ассоциаций. На разрезе А представлена довольно хорошо сохранившаяся ассоциация, но, тем не менее, видно, что она находится в покровном залегании. На разрезе Б представлена офиолитовая пластина.

Офиолитовые сутуры и аллохтоны

На геологических картах офиолитовые сутуры и аллохтоны опознаются довольно легко, поскольку в них входят основные (зеленым цветом) и ультраосновные (фиолетовым цветом) породы (рис. 2.14).

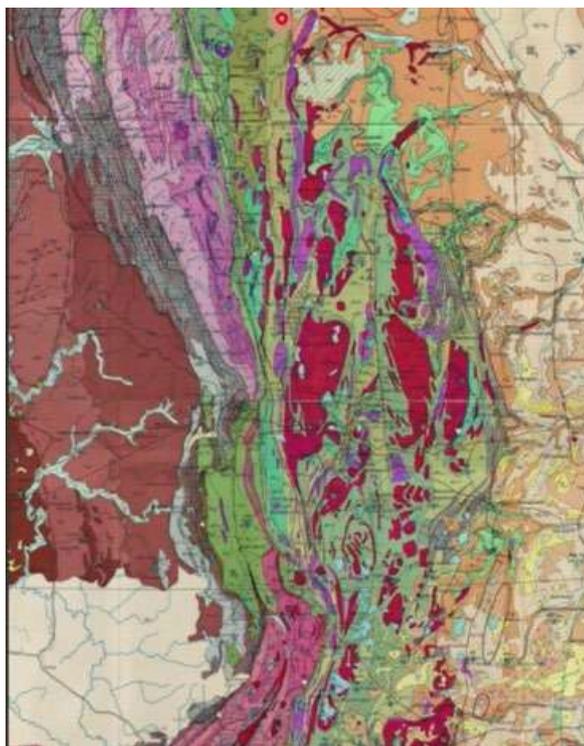


Рис. 2.14. Офиолитовые сутуры и аллохтоны

На карте узкие цветные зоны представляют собой сутуры, изометричные участки – останцы офиолитовых тектонических покровов – аллохтонов.

Формируются эти структуры на месте закрывшихся бассейнов с корой океанического типа при коллизии (при столкновении дугу – дуга, дуга - континент, континент - континент).

Сутуры имеют субвертикальное залегание, а аллохтоны – пологое, в виде выжатых аллохтонных пластин.

Сутуры и аллохтоны выделяются по концентрации интрузивов основного и ультраосновного состава, являясь фрагментами палеоокеанической коры.

Возраст ассоциации можно определить по связанным с ними стратифицированным породам.

Обстановки пассивных окраин континентов представляют собой зоны сочленения континентальной и океанической литосферы, сопровождающиеся образованием шельфов и характеризующиеся сглаженным рельефом, развитием структур платформенного типа, отсутствием сейсмичности и магматизма. Подводная часть окраин имеет хорошо выраженный шельф, континентальный склон и континентальное подножие.

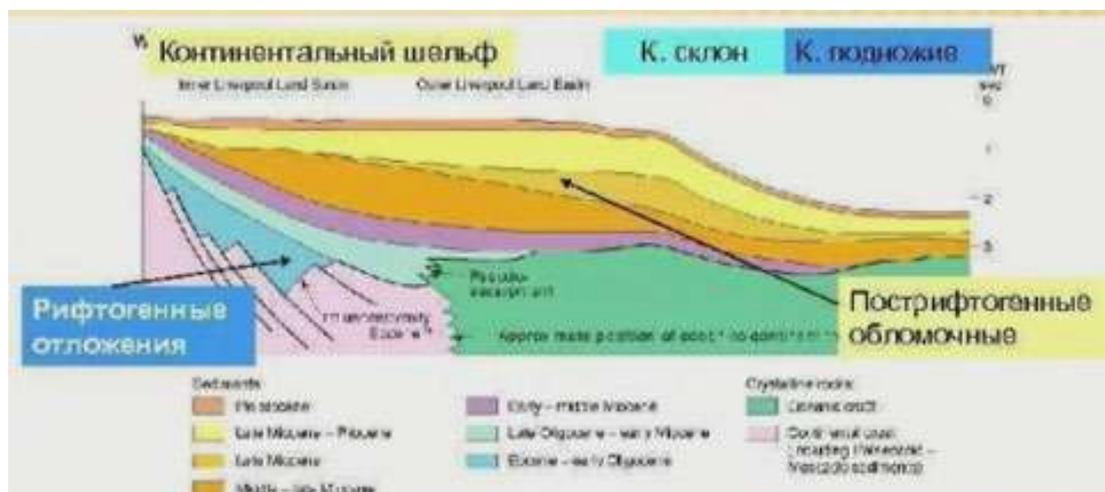


Рис. 2.15. Обстановки пассивных окраин континентов

Пассивные окраины образуются в условиях рифтогенеза и соответствуют плечам рифта расколовшегося континента (рис. 2.15). Поэтому в основании комплексов собственно пассивных окраин присутствуют рифтогенные образования (часто – красноцветные отложения, эвапориты), выполняющие системы грабен и включающие проявления базальтового магматизма. По мере развития рифта континентальные отложения сменяются прибрежно-морскими (с развитием дельтовых фаций) и мелководно-морскими, впоследствии приобретающими характерную латеральную зональность для ряда шельф - континентальный склон - континентальное подножие (с преобладанием флишевых толщ). Местами существенную роль играют олистостромовые горизонты и потоки грубообломочного материала, проявления соляной тектоники или грязевого вулканизма.

Комплексы пассивных окраин (рис. 2.16) представляют собой крупные стратиграфические последовательности, однотипно деформированные. Образуют складчатые структуры типа антиклинориев и моноклинориев. На рис. 2.16 можно видеть сложную складчатую структуру, но также видна стратиграфическая последовательность карбоновых, пермских, триасовых и юрских отложений – отложения деформируются совместно с образованием антиклинориев и синклинориев в различных частях. При деформации мощных осадочных комплексов широко проявляются структуры покровного типа.

Для комплекса пассивных окраин часто характерны покровно- надвиговые структуры. Магматизм не характерен.

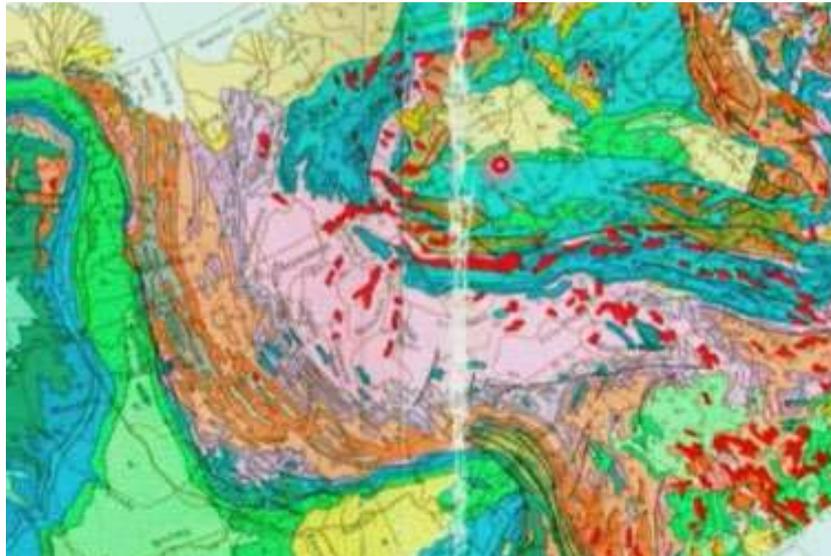


Рис. 2.16. Континентальные орогены - складчато-надвиговые пояса. Верхояно-Чукотская область

Срединные массивы и микроконтиненты

В современной структуре складчатых поясов микроконтиненты (срединные массивы) – обломки протерозойских суперконтинентов с древней континентальной корой - разделяют находящиеся между ними складчатые области и складчатые системы.

Спрединг и субдукция

Зрелой стадией развития подвижного пояса является появление на окраинах океанического бассейна зон субдукции – спрединг не может происходить бесконечно, в какой-то момент плита, расположенная ближе к океанам, и является наиболее древней и тяжелой, начинает погружаться под континент и возникают процессы субдукции (рис. 2.9 III).

В близи континента субдукция происходит с формированием островной дуги; субдукция может сопровождаться задуговым спредингом, за островными дугами может возникнуть спрединговое (окраинное) море, но основным является процесс, приводящий к наращиванию в латеральном направлении континентальной коры за счет более молодых складчатых комплексов, формирующихся в этой зоне.

Геодинамические обстановки активных окраин континентов – сложная система структур, формирующаяся в условиях субдукции, включает:

- Глубоководные желоба
- Островные дуги
- Окраинно-континентальные вулканические пояса

- Крайние моря

Глубоководные желоба

Представляют собой крупные линейные прогибы морского дна между островной дугой и краевым океаническим валом. Морфология желобов определяется поддвигом (субдукцией) океанической литосферы. Наблюдается V-образная асимметричная форма с более крутым (до 20°) склоном со стороны островной дуги.

В глубоководных желобах обычно накапливаются в основном бескарбонатные илы и турбидиты различной мощности. В нижних частях преддугового островодужного или континентального склона за счет «сгребания» и смятия осадков с субдуцирующей плиты формируются аккреционные призмы (рис. 2.17).

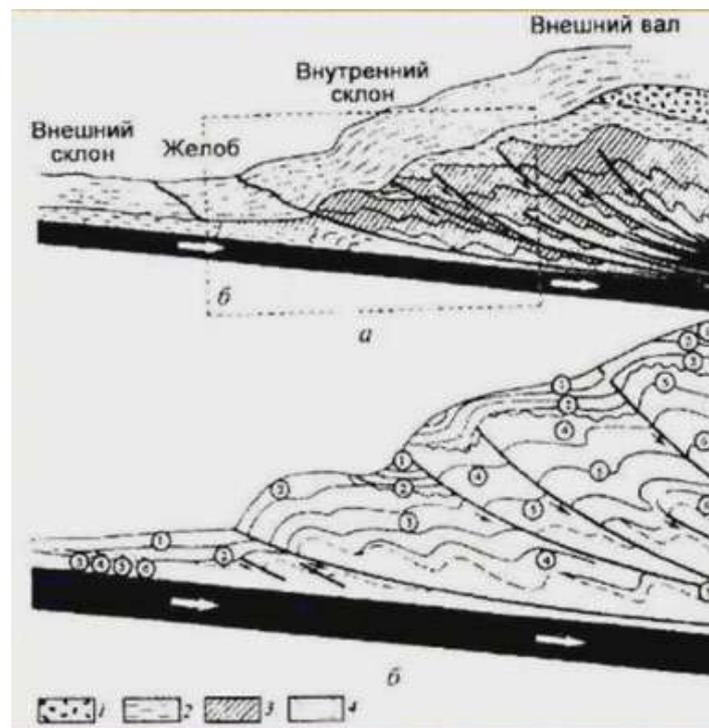


Рис. 2.17. Модель аккреционной призмы [Борукаев, 1999]. Фации осадков (а): 1 - шельфа, 2 - континентального склона, 3 – глубоководного желоба, 4 - абиссальных равнин. Комплекс показан без поверхности океана (находится под водой)

На рис. 2.17 видно, что океаническая кора, изображенная чёрной полосой, погружается. На океанической коре были сформированы комплексы осадочных и осадочно-вулканогенных пород, испытывающие складчато-покровные деформации – формируется аккреционный клин.

Островные дуги и крайние моря

Островные дуги - дугообразные цепи вулканических островов (рис. 2.18). Развиваются над зоной субдукции. Иногда образуется две дуги, разделенные

преддуговым прогибом. Внешняя дуга невулканическая, сложена породами аккреционной призмы, внутренняя - вулканическая.

Островные дуги разделяются на *энсиматические* (незрелые), развивающиеся на краю океанической плиты и *энсиалические* (зрелые), образованные на континентальном основании, возникшем при отчленения блока континентальной окраины в ходе раскрытия краевого моря.

Окраинные моря - система прогибов, отделённых от океана островными дугами. Образуются за счет деструкции континентальной коры, начинающейся с формирования сводового поднятия с наземным кислым и средним вулканизмом с обилием пирокластического материала. Последующее погружение связано с заложением рифтогенных структур, сопровождается образованием базальтов арельного характера. Соответствуют площадям развития переходной субконтинентальной и субокеанической коры, что обуславливает различия морфологии дна. На заключительных этапах доминируют толеитовые базальты задугового спрединга. На активных окраинах андского типа аналогичную окраинным морям структурную позицию занимают тыловые прогибы.

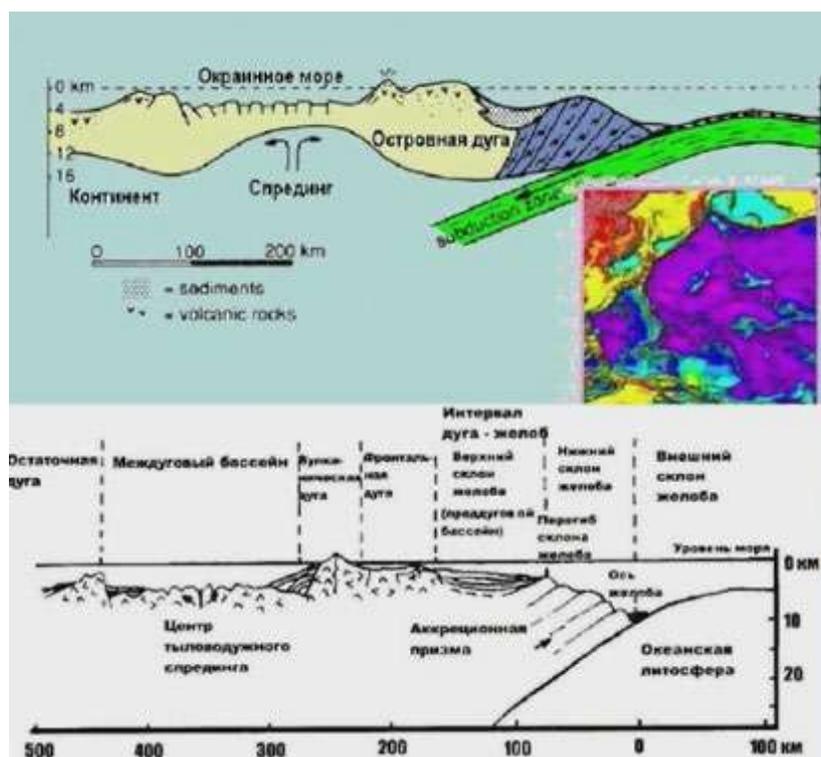


Рис. 2.18. Схематическое изображение морфологических и тектонических образований в системе островной дуги [Структурная геология ..., 1991]

Островодужные системы

Островодужные системы в складчатых системах выделяются обширными поясами вулканических пород (рис. 2.19). Они отвечают стадии субдукции и часто

сопровождаются фиолетовыми сутурами. Системы отделяются от других структур крупными разломами - представляют собой отдельные террейны.

На рис. 2.19 представлены девонские вулканы, можно наблюдать, что их поле развития ограничено сутурой с офиолитовыми комплексами с обеих сторон.

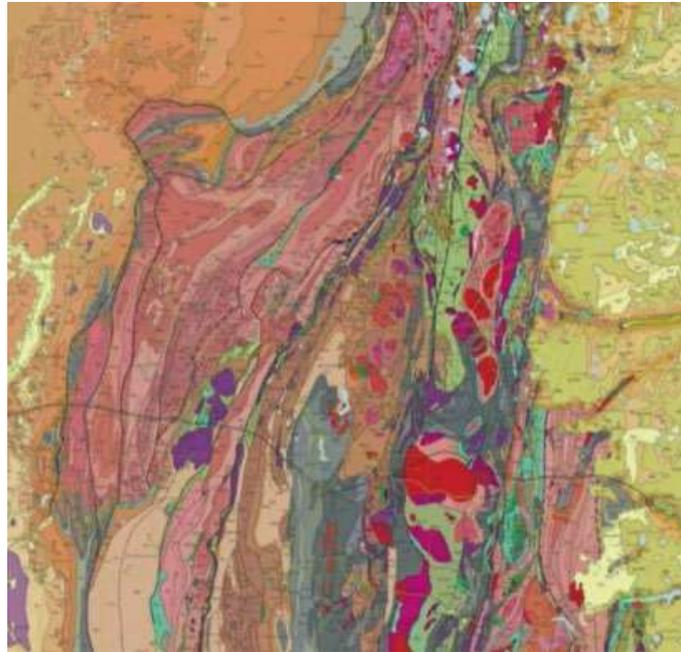


Рис. 2.19. Островодужные системы Южного Урала

Окраинно-континентальные вулканические пояса

Со стороны дуг может произойти переход во второй тип надсубдукционных структур – окраинно-континентальные вулканические (плутонические) пояса (рис. 2.20).

Для энсиматических островных дуг характерны:

- широкое развитие толеитовых базальтов;
- незначительная роль пирокластических пород;
- ассоциация вулкаников с офиолитами, глубоководными океаническими осадками или осадками глубоководных желобов (турбидитами); габбро-плагиогранитовая
- плутоническая формация.

Для энсиалических островных дуг характерны:

- широкое развитие андезитов;
- преобладание вулкаников известково-щелочной серии
- наличие в разрезе дацитов и риолито-дацитов;

Значительную роль играют пирокластические породы:

- ассоциация вулкаников с флишем и морской молассой;

- гранит-гранодиоритовая плутоническая формация.

При формировании поясов происходит субдукция океанической коры под континент, и состав вулканитов окраинно-континентальных поясов близок к вулканитам энсиалических дуг. По сравнению с островодужными они обогащены щелочами, насыщены флюидами.



Рис. 2.20. Развитие окраинно-континентального пояса в Южной Америке

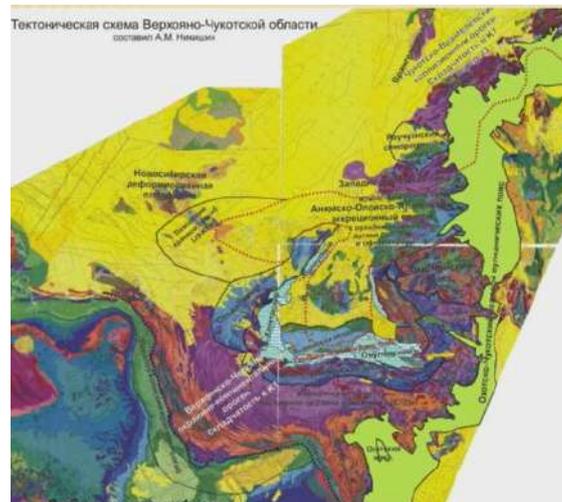


Рис. 2.21. Тектоническая схема Верхояно-Чукотской области

Наиболее характерным окраинно-континентальным поясом является Охотско-Чукотский пояс, где развивается кислый магматизм (рис. 2.21). Пояс был сформирован

над зоной субдукции, и возраст пород пояса говорит и возрасте субдукции. Краевые вулканические пояса играют важную роль в структуре складчатых областей, поскольку они разделяют складчатые системы разного возраста.

Коллизия

После окончания стадии субдукции, и океанической коры практически не остается, начинается стадия *коллизии* (рис. 2.9 IV). При этом тектонические деформации продолжаются – литосферные плиты продолжают перемещаться, происходит интенсивное сжатие, складчатость, метаморфизм, формируются коллизионные зоны.

Можно говорить о том, что процессы коллизии начинаются еще при наличии остатков океанической коры, поскольку даже внутри континентов могут возникать бассейны рифтогенного типа, раскрывшиеся до океанической коры. Часто используется термин «мягкая коллизия». Далее происходит полная коллизия, формируются сложно построенные мозаичного типа складчатые области.

На рис. 2.22 представлены сдвиговые деформации, вторичные раздвиги и вращательные движения, деформирующие образованную после закрытия океана горную складчатую страну; с этим этапом связано раскрытие морей средиземноморского типа и активный вулканизм;



Рис. 2.22. Коллизия

Коллизия - столкновение крупных блоков континентальной коры. Сменяет субдукцию после поглощения океанской литосферы. На начальной (мягкой) коллизии сохраняются океанические бассейны с субдукцией на периферии. Для последующей жесткой коллизии характерна двухъярусная тектоника плит и орогенез. В течение 10-20 млн. лет под зоной коллизии продолжает существовать **слэб** - холодный и плотный край субдуцировавшей океанской плиты, не успевший ассимилироваться в астеносфере. Магматизм и метаморфизм протекают в условиях сдвиговых и надвиговых процессов в континентальной коре. К коллизионным поясам близки аккреционно-коллизионные пояса, формирующиеся за счет комплексов предшествующей субдукции «андезитового» состава.

Литосферные блоки океанической коры – слэбы – могут отрываться и тонуть в мантии (рис. 2.23). С этими процессами связана активная динамика горообразования и проявление магматизма на определенных стадиях.

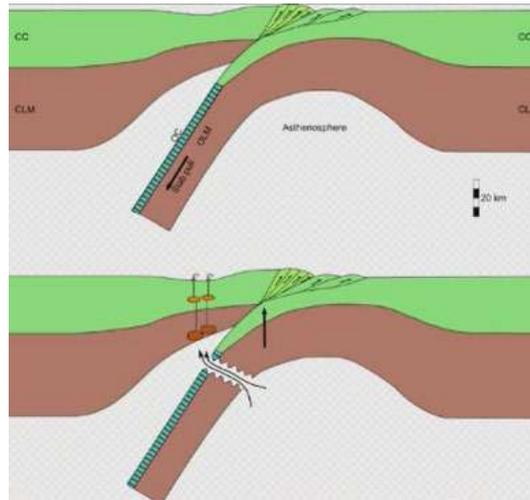


Рис. 2.23. Отрыв слэба

Зоны коллизионных гранитоидов

Коллизия приводит к образованию интрузивно-вулканических и плутонических поясов с мощным гранитно-метаморфическим слоем (рис. 2.24). Эрогенные интрузивные комплексы представлены кислыми породами (гранодиориты, граниты, лейкограниты), с которыми ассоциируют средние (диориты, кварцевые диориты, сиениты, моноциты) и реже основные (габбро) породы. В магматических сериях обычно гомодромная последовательность, завершающаяся формированием лейкогранит-гранитовой серии.

Общая коллизия приводит к воздыманию складчатых систем, что приводит к выходу гранитоидов на поверхность в результате эрозионно-денудационного среза. На рис. 2.23 представлена главная гранитная ось Урала – полоса развития крупных гранитов позднеполеозойского возраста (в это время произошла коллизия).

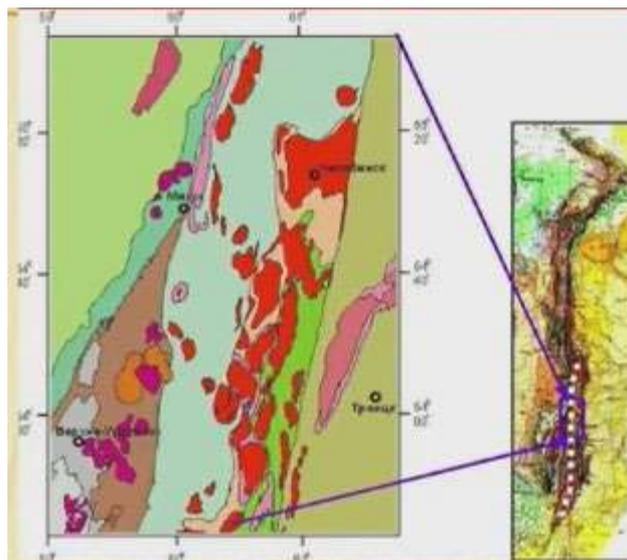


Рис. 2.24. Пояс коллизионных гранитоидов. Уральская восточная мегазона

Коллизия: краевые межгорные прогибы

Одновременно с коллизией происходил рост орогенов - верхние молассы (породы краевых межгорных прогибов) соответствуют коллизионным гранитоидам.

Типичные осадочные комплексы - **молассы**. Формируются при росте орогена. Нижняя моласса слагается сероцветными морскими или озерными относительно мелкообломочными отложениями, накапливающимися в начале формирования расчлененного рельефа в условиях размыва растущих внутрибассейновых поднятий (и сменяющих вверх по разрезу флеш).

Верхняя моласса слагается мощной толщей грубообломочных отложений (преимущественно конгломератов), накапливающихся в условиях расчлененного рельефа как аллювий горных рек и пролювий.

Краевые и межгорные прогибы накладываются на соседние с орогенами более древние структуры (краевые) или на срединные массивы (межгорные).

На рис. 2.25 приведено формирование Кузнецкого краевого прогиба. Краевые прогибы формируются практически перед всеми складчатыми сооружениями и накладываются на соседние более древние структуры. Межгорные прогибы накладываются на микроконтиненты или срединные массивы.

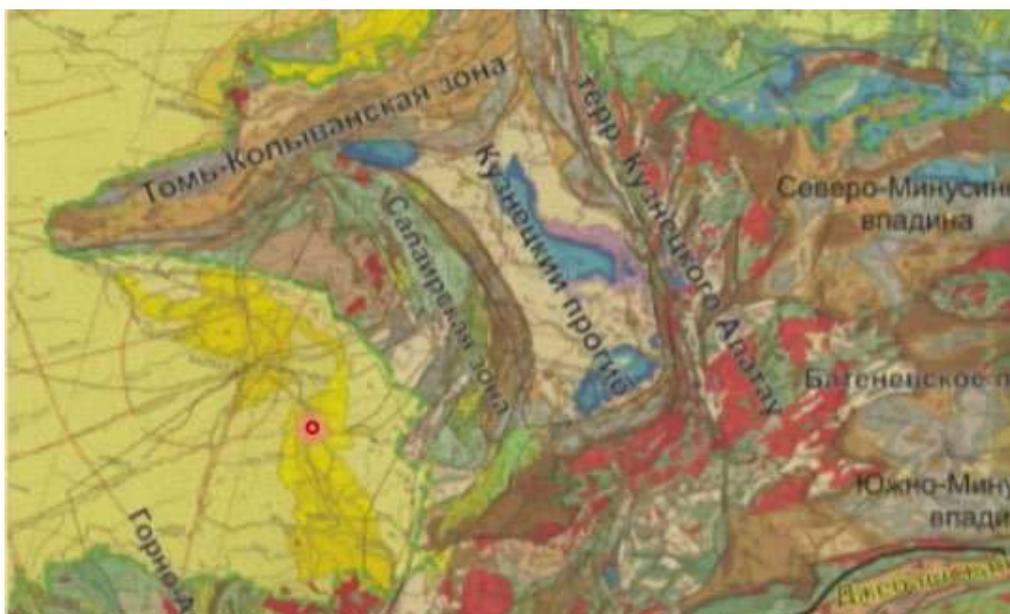


Рис. 2.25. Краевой межгорный прогиб

Окончание орогенной стадии – посторогенный этап

После прохождения орогенной стадии складчатые системы «успокаиваются» – начинается этап развития плитного чехла в пределах складчатых областей, образуются структуры молодых плит (рис. 2.26).

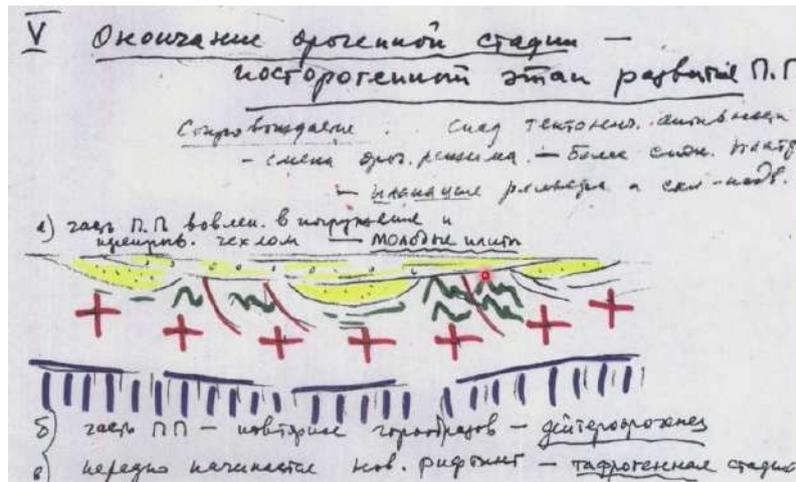


Рис. 2.26. Посторогенный этап

Обстановки внутренних частей континентов

Во внутренних частях континентов коллизионные пояса располагаются внутри континентов. Также во внутренних частях континентов могут формироваться континентальные рифты - линейные зоны растяжения и утонения коры. Рифты бывают эпиплатформенные и эпиорогенные.

Кроме того, внутри континентов встречаются внутриконтинентальные магматические зоны - локальные относительно изометричные проявления вулканизма или интрузивного магматизма, объясняемые воздействием мантийных струй. Примером древних горячих точек служат кольцевые интрузии Кольского полуострова, современных – Йеллоустоунская вулканическая область.

Метаплатформы - переходные зоны между древними платформами и подвижными фанерозойскими поясами (рис. 2.27); имеют признаки древних платформ и подвижных поясов. Возраст фундамента обычно байкальский и до байкальский.

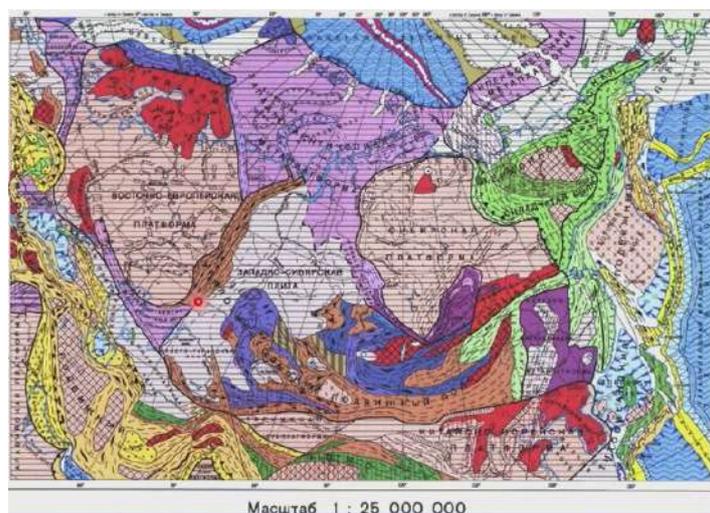


Рис. 2.27. Тектоническое районирование северной Евразии

Метаплатформы характеризуются тем, что почти все они располагаются при схождении подвижных поясов – метаплатформы разделяются подвижными поясами. На рис. 2.27 можно наблюдать схождение Североатлантического-Арктического пояса и Урало-Монгольского, между которыми расположена метаплатформа.

Суперконтинентальные циклы и циклы Вильсона

Процессы рифтогенеза, спрединга, субдукции и коллизии составляют общий цикл, который повторяется. Благодаря этому в разных областях Земли наблюдаются разновозрастные складчатые системы, где присутствуют фрагменты офиолитовых разновозрастных ассоциаций.

Существует представление о том, что континентальные массивы иногда образовывали суперконтиненты (слияние континентальных масс); каждому суперконтиненту противопоставлялся один крупный океан Панталасса. Океанические циклы именуется циклами Вильсона.

Продолжительность циклов (от Пангеи до Пангеи или от Панталассы до Панталассы) составляет 600-700 млн. лет.

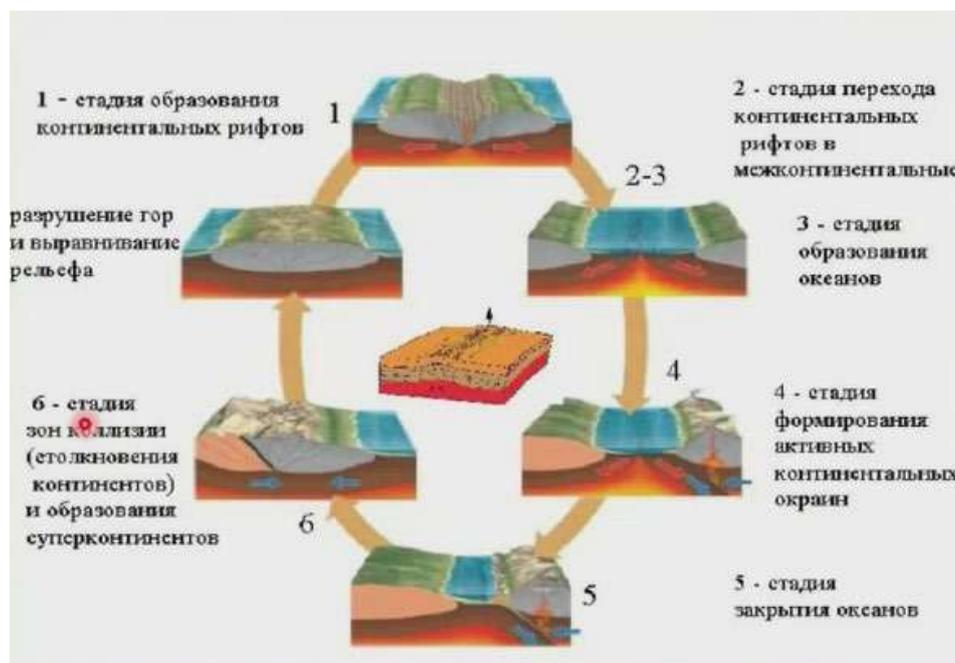


Рис. 2.28. Суперконтинентальные циклы и циклы Вильсона

Тектономагматические эпохи (циклы Бертрана)

Эпохи образовывались в результате развития тектонических процессов на относительно отдельных участках. В истории Земли выделяются около 20 тектономагматических эпох, большая часть которых относится к докембрию, и только несколько верхних принадлежат фанерозою:

- 1) **альпийская**: 50-0 млн. лет - через 210 млн. лет после начала герцинской;

- 2) **киммерийская**: 90-50 млн. лет;
- 3) **герцинская**: 260-90 млн. лет - через 390 млн. лет после начала кадомской;
- 4) **каледонская**: 410-260 млн. лет;
- 5) салаирская: 520-410 млн. лет;
- 6) кадомская: 650-520 млн. лет - через 210 млн. лет от начала дельийской;
- 7) дельийская: 860-650 млн. лет - через 230 млн. лет от начала гренвильской;
- 8) **байкальская**: 930-860 млн. лет;
- 9) гренвильская: 1090-930 млн. лет - через 400 млн. лет от нач. лаксфордской;
- 10) эльсонская: 1,21-1,09 млрд. лет;
- 11) готская: 1360-1210 млн. лет;
- 12) лаксфордская: 1,49-1,36 млрд. лет - через 180 млн. лет после начала гуронской;
- 13) гуронская: 1,67-1,49 млрд. лет - через 160 млн. лет начала гудзонской;
- 14) гудзонская: 1,83-1,67 млрд. л. - через 400 млн. лет от начала карельской

Продолжительность циклов Бертраана составляет 150-200 млн. лет.

2.5. Начало тектонического районирования. Типы подвижных поясов

Складчатые (подвижные) пояса - элементы континентов и их окраин. Но их развитие происходило и океаническую (океанические) стадию. Складчатые пояса разделяют древние платформы, бывают внутриконтинентальными, межконтинентальными и окраинно-континентальными.

Информацию о тектоническом районировании дает изучение геологического строения территорий (рис. 2.29). Для этого необходимо уметь читать геологическую карту.

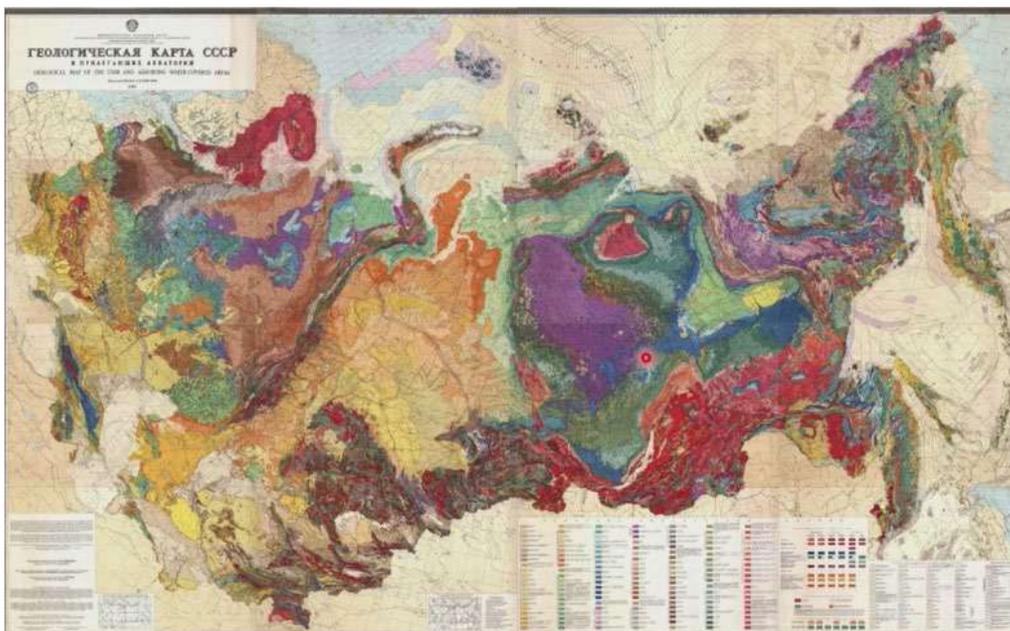


Рис. 2.29. Геологическая карта СССР

На рис. 2.30 показаны древние платформы и подвижные складчатые пояса разным цветом в зависимости от того, когда произошли заключительные деформации.

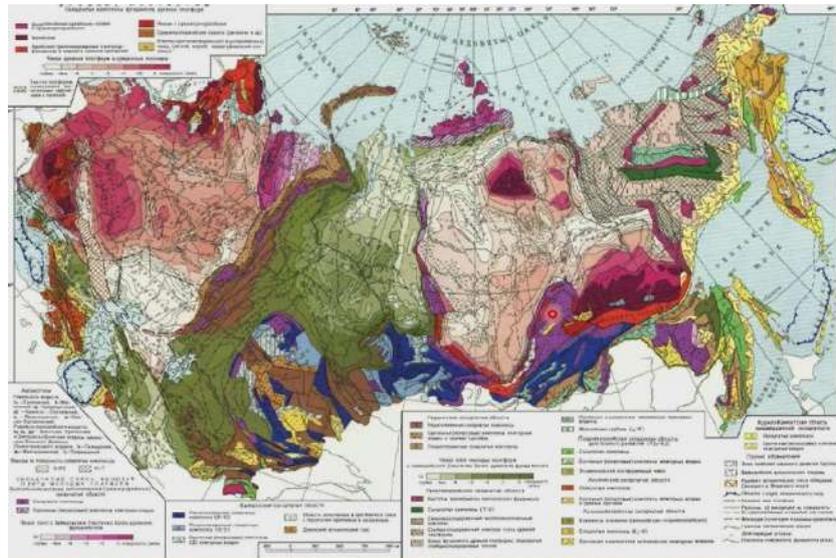


Рис. 2.30. Тектоническая карта СССР

Структуры, которые будут изучены в этом курсе (рис. 2.31):

- Древние платформы: Восточно-Европейская и Сибирская
- Складчатые пояса: Урало-Монгольский, Тихоокеанский, Средиземноморский, Североатлантической-Арктический
- Метаплатформы (в основном на байкалидах): Западно-Арктическая (Печоро-Баренцевоморская и Таймыро-СевероЗемельская; Гиперборейская (гипотетическая), Енисейско-Присяянская, Байкальская; Донецко-Северо-Устьюртская; Североморская (Среднеевропейская)

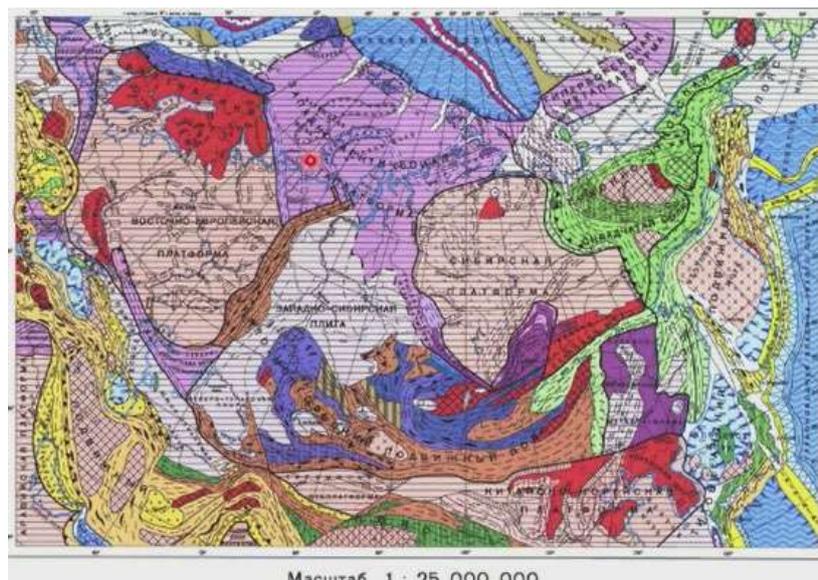


Рис. 2.31. Тектоническое районирование Северной Евразии

Древние (дорифейские) платформы: Восточно-Европейская и Сибирская

Платформы двухэтажной структуры. На Восточно-Европейской платформе (ВЕП) наблюдается выход на поверхность щитов (Балтийский и Украинский щиты). Остальную территорию занимает Русская плита, где фундамент перекрыт чехлом. На геологической карте ВЕП в местах выходов фундамента на поверхность видны архейско-протерозойские комплексы, Русская плита занята разновозрастными осадочными образованиями – в основном видны палеозойские, мезазойские и в южной части кайнозойские толщи.

Сибирская платформа: Алдано-Становой и Анабарский щиты и Лено-Енисейская плита. Большая часть платформы занята плитным мегакомплексом (рис. 2.31).

Урало-Монгольский складчатый пояс

Складчатые сооружения и области: герцинская Уральская, каледоно-герцинская Казахского нагорья, каледоно-герцинская Тянь шаня, салаиро-каледоно-герцинская Алтае-Саянская, каледоно-герцино-киммерийская Забайкало-Охотская. Складчатые сооружения в основном разделяются молодыми плитами.

Молодые плиты: Западно-Сибирская (наиболее крупная) и Северо-Туранская (рис. 2.31).

Средиземноморский складчатый пояс

Складчатые сооружения и области: альпийские Карпатская, Кавказская, Копетдага, позднекиммерийская Горного Крыма, герцино-киммерийско-альпийская Памира (рис. 2.32)

Молодые плиты: Южно-Туранская и Скифская

Глубоководные впадины морей с корой океанического типа: Черноморская и Южно-Каспийская

Тихоокеанский подвижный пояс

Складчатые сооружения и области: позднекиммерийская Верхояно-Чукотская, ларамийские Корякского нагорья и Сихотэалинская, кайнозойская Олюторо-Камчатская,

Современные геодинамические обстановки:

Островные дуги: Алеутская, Курильская, Японская

Глубоководные впадины окраинных морей с корой океанического типа: Беринговоморская, Командоро-Алеутская, Курильская, Япономорская
Глубоководные желоба: Алеутский, Курило-Камчатский, Японский

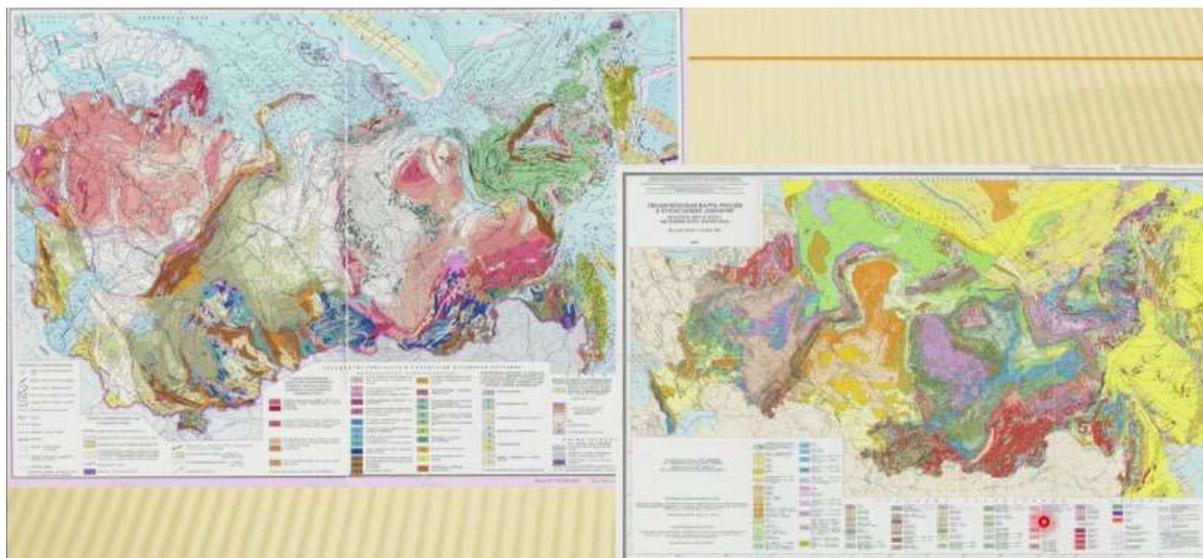


Рис. 2.32. Геологическая и тектоническая карты

Лекция 3. Восточно-Европейская платформа

3.1. Рельеф ВЕП

Восточно-европейская платформа (рис. 3.1) – одна из двух крупнейших платформ на территории России и ближнего зарубежья.

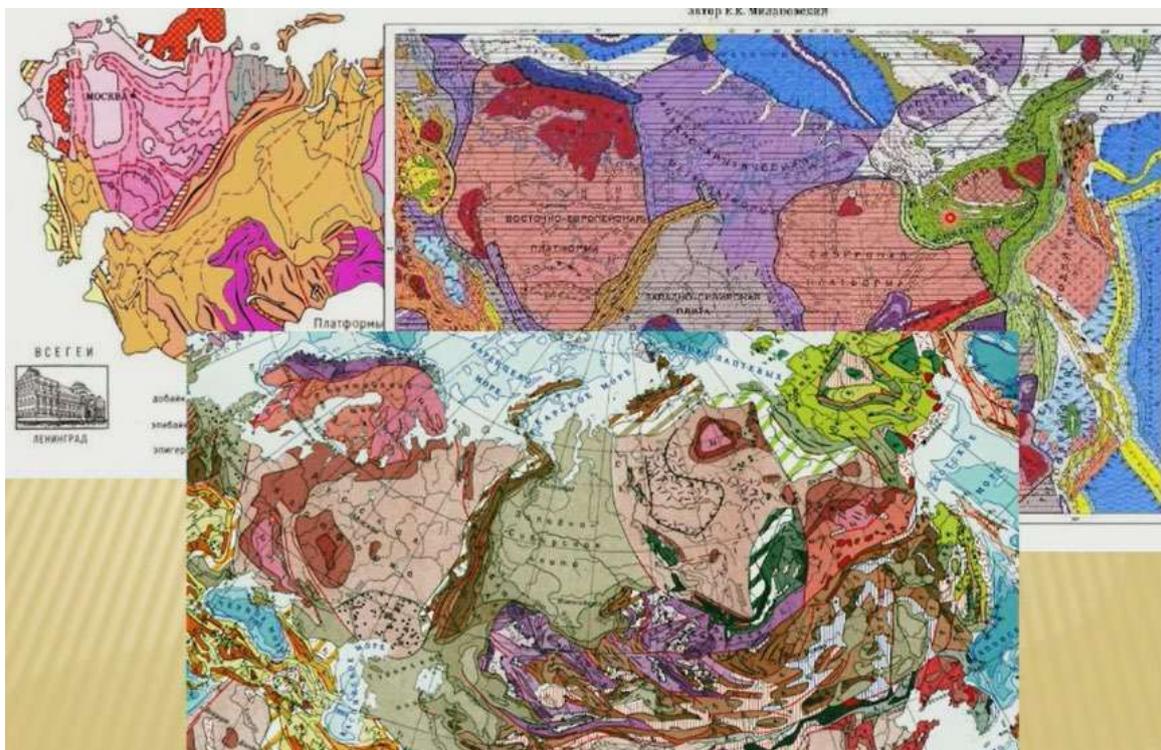


Рис. 3.1. ВЕП на тектонических картах

В рельефе ВЕП выражена Восточно-Европейской равниной (рис. 3.2). Платформы – это довольно стабильные участки, поэтому в значительной мере ВЕП характеризуется спокойным рельефом, но необязательно равнинный рельеф указывает на наличие платформы – первичным признаком является фундамент. Например, Предкавказье характеризуется равнинным рельефом, но платформой не является – спокойные участки могут наблюдаться и на более молодых чем древняя платформа фундаментах.

Особым участком является Прикаспийская низменность и возвышенности: юг: Вольно-Подольская, Приазовская, центр: Белорусская, Валдайская, Среднерусская, Приволжская, восток: Общий сырт, Прикамская, Северные увалы.

Кроме того, представлены кряжи и горные системы - складчатые пояса: кряжи: Донецкий, Тиманский, горы: Урал, Скандинавские, Карпаты.

3.2. История геологического изучения

- 40-ые годы XIX в. Первые обзорные карты ВЕП – русские геологи Г.П. Гельмерсен, А.К. Мейендорф, английский геолог Р.М. Мурчисон
- 80-ые годы XIX в. Систематическое изучение (Геолком)

- Конец XIX в. А.П. Карпинский: первые палеогеографические реконструкции, стратиграфическая схема, тектонические структуры. 1919 - термин Русская плита (предложен Зюссом)
- После войны: Глубокое бурение геофизические исследования
- 30-ые годы XX в. А.Д. Архангельский: термин Восточно-Европейская платформа (Щиты и Русская плита)
- Н.С. Шатский выделил авлакогены

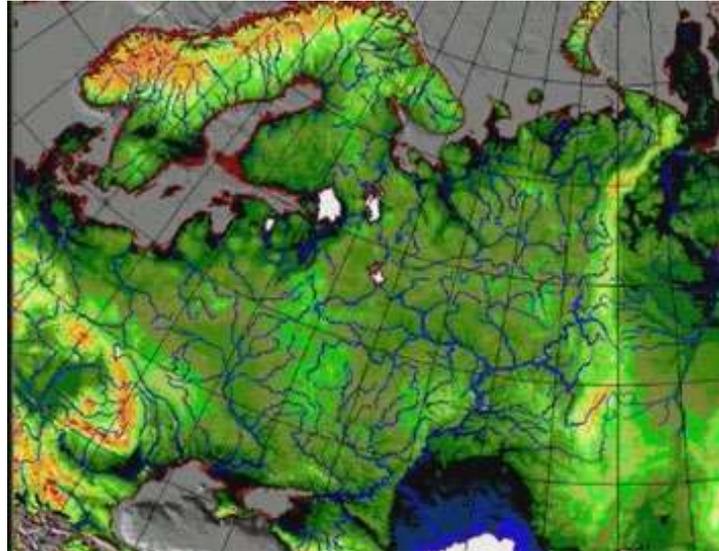


Рис. 3.2. Выражение ВЕП в рельефе

3.3 Границы ВЕП

На рис. 3.3 приведены тектоническая и геологическая карты, на геологической карте показан возраст отложений на дне океанов. Цифрами обозначены основные структурные элементы, которые уже не относятся к платформе, но с ней граничат:

На СЗ - с каледонидами Скандинавии Северо-Атлантического подвижного пояса (ПП) (1). На геологической карте эта область представлена областью развития нижнепалеозойских отложений.

На СВ проходит граница с байкалидами Тиманского кряжа под РЗ чехлом (2). Байкалиды – складчатые комплексы, деформированные в самом конце протерозоя, т.е., в основном, на геологической карте должны быть позднепротерозойские – рифейские отложения. Но, в данном случае, складчатое сооружение тиманского кряжа практически целиком скрыто под чехлом более молодых отложений, являющихся частью молодой эпибайкальской плиты. Но, тем не менее, в этой полосе можно наблюдать слабо деформированный чехол и отдельные участки выхода на поверхность рифейских отложений в эрозионных окнах. Большая часть сооружения все же скрыта под чехлом – наблюдается граница двух плит.

На В проходит граница с герцинидами Урала УМПП через краевой прогиб (3). Герцинские складчатые сооружения на геологических картах наиболее четко выделяются по широкому развитию деформированных палеозойских толщ уровня девона и карбона. Данная граница является особой, поскольку структуры граничат через Уральский краевой прогиб, выраженный полосой пермских отложений.

На ЮВ Прикаспийская синеклиза включается в состав ВЕП. Возможна, это горное сооружение имеет более молодой возраст (байкалды?).

На Ю и ЮЗ проходит граница со структурами Средиземноморского подвижного пояса (СМП) под МZ-KZ чехлом, местами с альпидами (Карпаты) (5). Между Азовским и Черным морями с одной стороны и каспийским морем с другой располагается Скифская плита. Плита частично принадлежит Русской платформе и частично СПП – для СПП в северной части характерно развитие молодых плит. При этом границу четко видно на тектонической карте в виде разных цветов – древние платформы изображены розовым цветом, палеозойские плиты и, в частности, Скифская плита – зеленым.

Из складчатых сооружений альпийского средиземноморского пояса представлено Карпатское сооружение, выраженное на геологической карте складчатой системой. Деформированы меловые и палеогеновые толщи, что свидетельствует о формировании сооружения уже в кайнозое.

На ЮЗ расположена Западно-Европейская плита, сложенная эпигерцинскими отложениями, как и Скифская, но ее особенность заключается в том, что в акватории Северного моря и на близлежащей суше наблюдается не герцинский более древний фундамент (байкальский или каледонский; байкальский в основе). Байкальская зона вытянута и дает границу, выраженную разломами. Складчатое сооружение Карпат перекрывает байкальскую складчатую область.

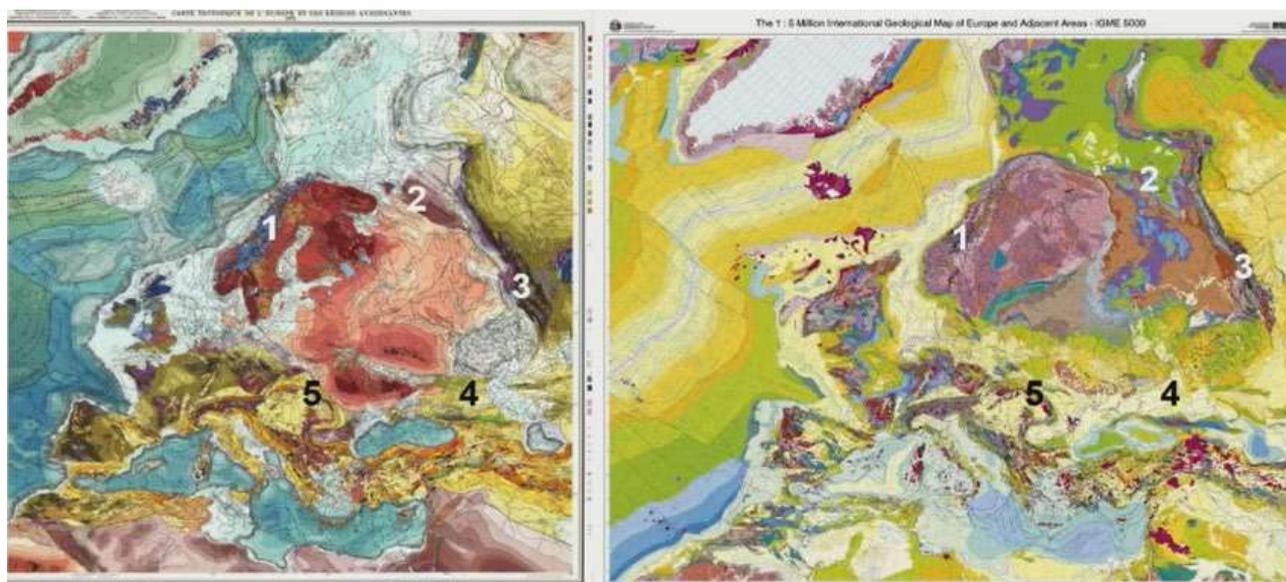


Рис. 3.3. Границы ВЕП

3.4. Аномальные геофизические поля ВЕБ

Геологические структуры прослеживаются на различных картах, в некоторых случаях при широком развитии чехлов геофизические данные дают возможность предполагать структуры фундамента. Аномальные магнитные поля характеризуют распределение блоков с разной намагниченностью, что, в основном, определяется развитием магматических пород, а не чехла, перекрывающего фундамент (рис. 3.4).

Гравитационное поле больше отражает современную структуру. Ярче всего выражены области подвижных поясов. Участки синего цвета характеризуют области с утонченной корой в местах растяжения континентальной коры (рис. 3.4).

В аномальном магнитном поле Земли (АМП) аномалии связаны с магматическими и метаморфическими породами. Фиксируются над контактами различно намагниченных объектов, зонами разрывов, различной минерализации. АМП отражает особенности глубинного строения земной коры.

В гравитационном поле аномалии разделяются на ковровые (геологические), литосферные и астеносферные. Для определения коровых аномалий нужно убирать влияние глубинных составляющих АГП. Наблюдаемая корреляционная связь АГП с дневным рельефом отражает изостатическое равновесие рельефа и плотностных неоднородностей Земли.

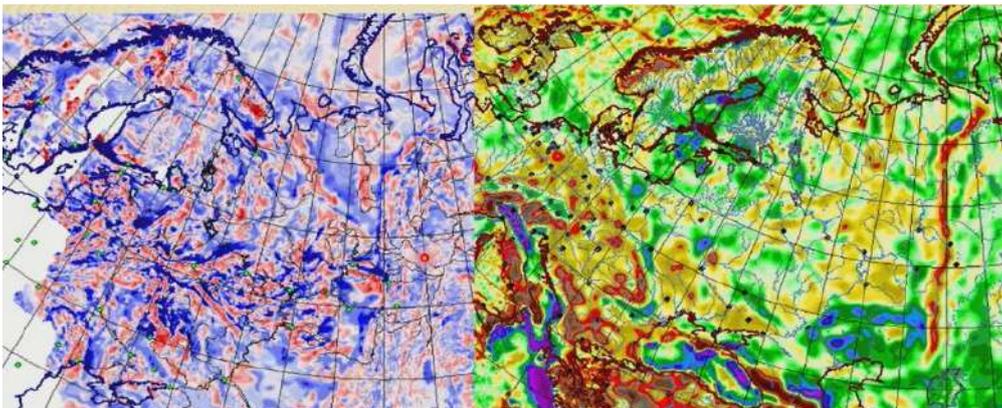


Рис. 3.4. Аномальные геофизические поля ВЕП

3.5. Тектоническое районирование ВЕБ

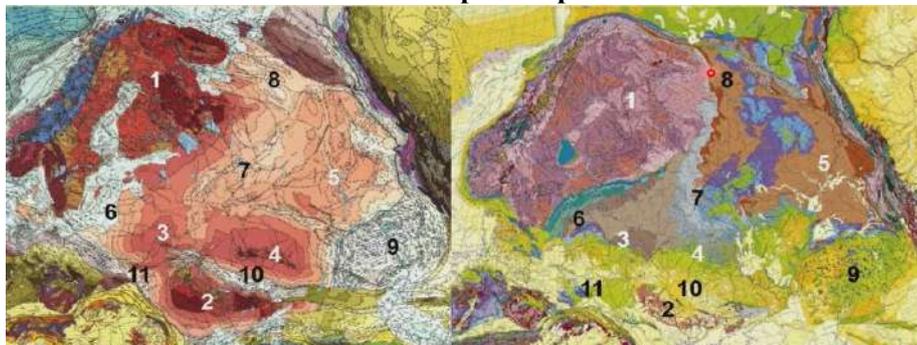


Рис. 3.5. Тектоническое районирование ВЕП

Щиты - выход на поверхность фундамента: Балтийский (1); Украинский (2) – крупнейшие структуры ВЕП. На геологической карте видны выходы архейского и нижнепротерозойского кристаллического фундамента. Фундамент называется кристаллическим, поскольку он в основном сложен глубоко метаморфизованными породами, значительная часть фундамента занята интрузивными (кристаллическими) породами, подавляющая часть которых является гранитоидами. Поэтому на геологических картах щиты выражаются в красных и розовых тонах.

Русская плита - фундамент перекрыт осадочным чехлом. Плита показана розовым цветом. На геологической карте видно, что чехол имеет возраст от нижнего палеозоя до кайнозоя, но по геологической карте нельзя сделать вывод о глубине залегания фундамента, на тектонической карте отражена глубина залегания поверхности фундамента, при спокойных условиях практически отражающая мощность осадочного чехла. По глубине залегания поверхности фундамента Русская плита делится на:

Антеклизы – участки близкого расположения фундамента с положительной структурой, в ядре которой на поверхность выходит фундамент Украинского щита: Белорусская (3), Воронежская (4), Волго-Уральская (5). На геологической карте Белорусская и воронежская антеклизы видны частично, поскольку распространены молодые отложения, но, тем не менее, по залеганию фундамента выделяется положительная структура. Центральная часть Волго-Уральской антеклизы хорошо выделяется выходом пермских отложений, обрамляющихся мезозоем и кайнозоем.

Синеклизы: Прибалтийская (6), Московская (7), Мезенская (8), Прикаспийская (9), Украинская (10). Московская и Мезенская слагают крупнейшую единую структуру. На геологической карте отложения данной структуры развивались с карбона. Наиболее выразительной синеклизой по глубине залегания поверхности фундамента и мощности осадочного чехла является Прикаспийская синеклиза, которая ярко выражена и на геологической, и на тектонической карте.

Перикратонные прогибы – зона увеличенной мощности чехла вдоль окраин платформ: Приднестровский (11). В прогиб входит целый ряд впадин (Брестская, Львовская, Предчерноморская и Прибалтийская синеклиза).

Седловины – участки между синеклизами, разделенными «седлом»: Латвийская, Великоустюгская, Полесская, Бобруйская.

На тектонической карте (рис. 3.6) можно видеть множество утолщенных линий – разломов. Многие разломы тяготеют к более светлым по окрасу участкам, где мощность чехла увеличена. Одновременно, эти же зоны являются зонами концентрации разломных структур - авлакогенов. Наиболее выразительный этап развития для древних платформ рифтового характера приходится на рифей.

Авлакогены - палеорифтовые структуры - линейные зоны увеличенной мощности:

Среднерусская система – основные рифейские авлакогены: Волынский (В), Оршанский (О), Валдайский (Крестцовский) (К), Московский и Гжатский (М), Солигаличский (С), Яренский (Я);

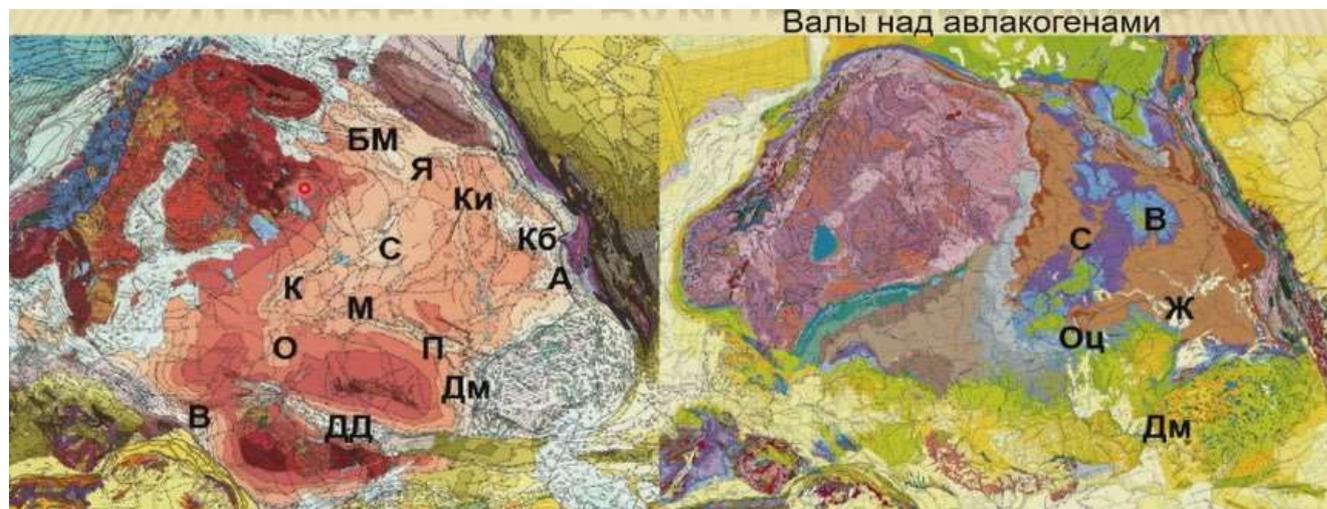


Рис. 3.6. Тектоническое районирование ВЕП

Для ВЕП очень характерны авлакогены СЗ простираения в СВ части платформы к ЮВ от Балтийского щита - *Беломорская система (БМ)*: Ладожский, Онежский, Кандалакшский, Лешуконский, Нижнемазинский. На тектонических картах данные авлакогены выражены участками более мощного чехла. Авлакогены могут находиться в основании синеклиз, нарушать антеклизы в средней части (по своду) и занимать промежуточное положение между антеклизами и синеклизами. На геологической карте авлакогены, в основном, не видны, за исключением тех участков, где рифейские авлакогены выходят на щиты. В пределах Русской плиты все авлакогены перекрыты более молодыми отложениями.

Другие: Ботанический (Б), Днепровско-Донецкий (ДД), Пачелмский (П), Кировский (Ки), Камско-Бельский, (КБ), Абдулинский (А), Дономедведицкий (Дм).

Платформа на последующих этапах развития испытывает влияние деформаций, идущих со стороны подвижных поясов, осадочный чехол деформируется в местах наличия разломных дислокаций - в местах, где наблюдаются авлакоген. При этом обычно формируются структуры антиклинального типа, которые на платформах называются *валами*.

Валы - антиклинальные структуры чехла над авлакогенами: Сухонский (С) над Солигаличским, Вятский (В) над Кировским, Окско-Цнинский (Оц) над окончанием Пачелмского, Доно-Медведицкий (Дм) над одноименным, Жигулевский (Ж).

Валы на геологической карте читаются хорошо, поскольку они представляют собой антиклинальные структуры, в пределах которых на поверхность выходят более древние отложения по сравнению с соседними участками.

Строение фундамента ВЕП

Фундамент представляет собой архейские и нижнепротерозойские комплексы AR-PR1 (рис. 3.7). На рис. 3.7 строение ВЕП приведено без чехла. Такое строение фундамента было установлено по результатам геофизического изучения и бурения.

Наиболее крупные блоки, которые ранее являлись континентальными блоками и развивались отдельно: Фенноскандия, Волго-Уралия, Сарматия. Каждый из блоков имеет сложное строение. Их объединение произошло в раннем протерозое, но начало формирования в фундаменте началось в архее. Наиболее древние комплексы на рис. 3.7 соответствуют архейской коре – «зародыши» блоков.

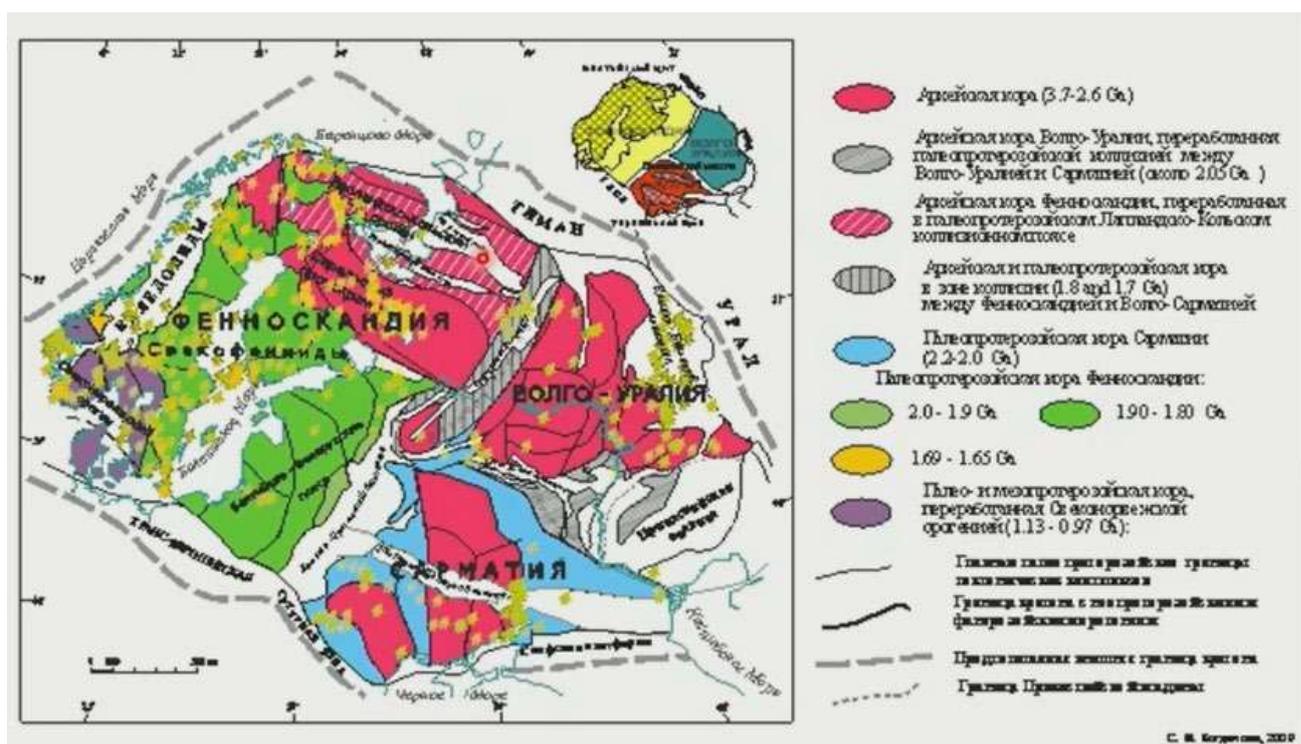


Рис. 3.7. Строение фундамента ВЕП

На рис. 3.8 приведены стратиграфические шкалы, показывающие время формирования фундамента ВЕП. Видно, что чехол начал формироваться с рифея. Больше половины изученного геологического времени приходится на формирование фундамента.



Рис. 3.8. Стратиграфические шкалы докембрия

На рис. 3.9 показано блочное строение ВЕП и доархейские образования:

- Катархей-архей (>2,5 млрд.л) массивы: Кольский, Беломорский Балтийского щита; Курский, Бугско-Подольский, Приднестровский Украинского щита.
- Ранний протерозой (2,6-1,6 млрд.л) - (свекофенские, карельские) складчатые системы, иногда переработанные в готскую (R1/2) (1,35 млрд.л) и дальсландскую (R2/3) (1,0 млрд.л) эпохи.

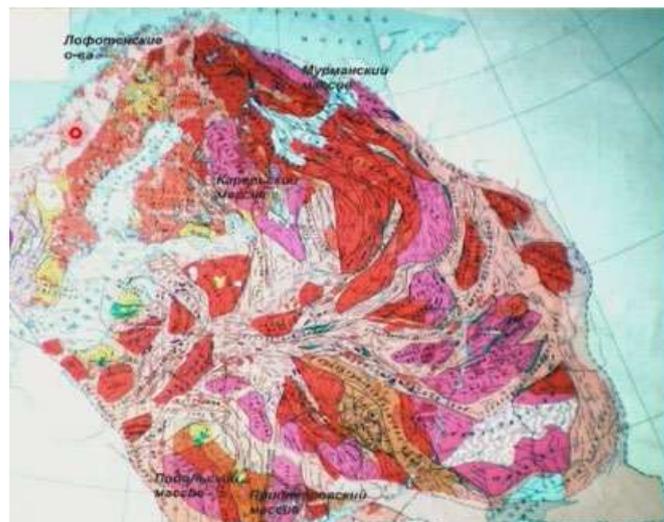


Рис. 3.9. Блочное строение ВЕП



Рис. 3.10. Схематический разрез Кольской сверхглубокой скважины

Кольская Сверхглубокая скважина

Глубина скважины составляет более 12 км. Бурение проводилось с чисто научными целями: изучить древнейшие породы нашей планеты. Основным результатом, полученным благодаря бурению, было получение информации о фундаменте – в его строении присутствует горизонтальная расслоенность. При этом исследование выявило наличие субгоризонтальных тел с разными свойствами, что говорит о том, что, сформировавшись, континентальная кора все еще подвержена различным преобразованиям (рис. 3.10).

КС ГС похожа на корень гигантского растения. При значительных отклонениях скважину пытались «вернуть» на место», нередко случались аварии с потерей бурового инструмента и части труб. Приходилось делать новый ствол, отступив в сторону (пробурено 12 обходных стволов).

Типы образований фундамента

Наиболее древней является первичная континентальная кора, формовавшаяся на этапе, когда Земля представляла собой расплавленную массу - Катархей-архей. «Серые гнейсы» - магматические породы среднего состава (ТТГ-комплекс) (массивы) и

гранулитовый комплекс - гнейсы, кристаллические сланцы, чарнокиты, эндербиты в «межах» (Лапландский пояс).

AR

В архее появились зеленокаменные пояса (прогибы, формировавшиеся на первичной коре) и гранит-зеленокаменные области - вулканиты ультраосновного (коматииты, фиксируются только для архея, поскольку с течением времени мощность континентальной коры возрастала, и более молодые уже не имели такого состава), основного и кислого состава, терригенные и железисто-кремнистые (железистые кварциты, образуют богатейшие железорудные месторождения) отложения трогов на серогнейсовом или гранулитовом основании, испытавшие деформации сжатия (в поясах) и гранитизацию (между ними).

Таким образом, одни структуры достигали полного разрыва сформированной континентальной коры с изливанием вулканических продуктов, в других областях процесс сопровождался формированием исключительно осадочных пород.

Данные пояса представляют собой сложные складчатые зоны, поскольку после рифтогенеза наступал процесс сжатия, и, кроме того, процесс сопровождался вулканизмом – вероятно, уже в то время осуществлялись процессы, похожие на субдукцию и коллизию. Образуется зрелая континентальная кора.

PR1

В раннем протерозое наблюдается более продвинутая ситуация - складчато-надвиговые системы с протоофиолитами (свекофенниды (2 млрд. лет), что означает, что имел место рифтогенез, переходящий в спрединг), краевые вулканические пояса (Готский), зоны тектоно-термальной переработки (1,65 млрд. лет), протоплатформенные структуры (более спокойные обстановки - слабдеформированный чехол), проторифты с терригенно-кремнистым или базальтовым материалом, гранулитовые пояса (Лапландско-Колвицкий). В каких-то областях формировались рифтовые системы – структуры, не доходившие в своем развитии до бассейнов с корой океанического типа.

3.6. Осадочный чехол ВЕП

В осадочном чехле древних платформ выделяется два мегакомплекса доплитный и плитный (рис. 3.11).

Плитный комплекс представляет собой широко распространенные площадные относительно маломощные по сравнению с площадью геологические тела, выраженные широким развитием осадочных комплексов на платформе.

Доплитный комплекс проявляется в основании чехлов отдельными узкими зонами – не что иное, как авлакогены. Но в отличие от фундамента платформ, где речь идет о кристаллических породах, в рифейских комплексах представлены осадочными или вулканогенно-осадочными породами.

Для ВЕП существует четкая возрастная привязанность. Доплитный авлакогенный мегакомплекс сформировался в течение почти всего позднего протерозоя. В самом конце позднего протерозоя в позднем венде процесс осадконакопления вышел из узких авлакогенных зон осадконакопления и начал формировать плитный комплекс.

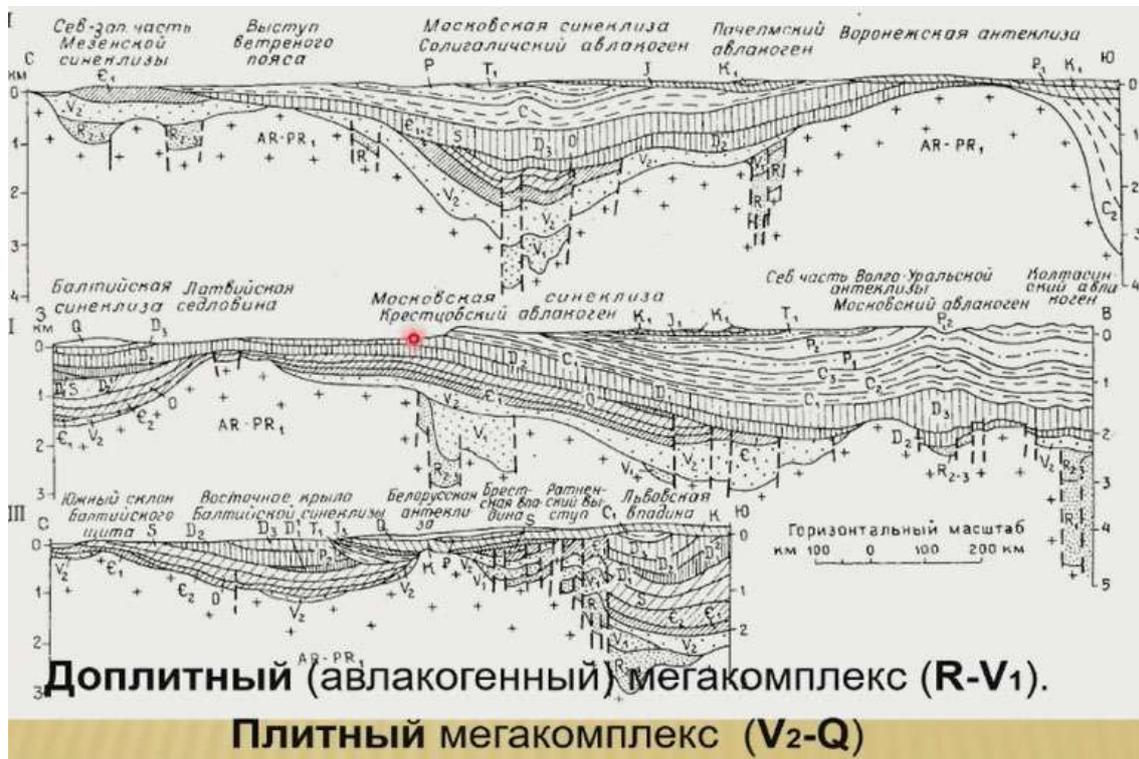


Рис. 3.11. Строение осадочного чехла – доплитный и плитный мегакомплексы

R-V1. Развитие на ВЕБ авлакогенов и перикратонных прогибов

На платформах авлакогены остались континентальными рифтовыми структурами, за пределами платформ процесс развития рифтовых систем перешел в океанические бассейны, но краевая часть платформы часто характеризует наличие рифтовых структур, параллельных складчатым системам.

Авлакогены – рифтогенные структуры грабенообразного типа, выполненные континентальными, прибрежно-морскими, реже морскими осадочными образованиями. Часто сопровождаются вулканизмом.

В центральных частях платформы больше речь идет о континентальных образованиях, при переходе к окраинам платформы возрастает роль морского осадконакопления.

Пример: продолжение Донецкого авлакогена представляет собой Донецкую складчатую зону, которая не включается в состав платформы (рис. 3.12). Донецкая складчатая зона является герцинской. Днепровско-донецкий авлакоген активно развивался

в девоне, но в его продолжении на СЗ виден выход на поверхность рифейских комплексов, что говорит о том, что и в рифее данный авлакоген уже существовал.



Рис. 3.12. Тектоническая схема днепровско- донецкого авлакогена и донецкой авлакогеосинклинали складчатой зоны

На рис. 3.13 представлены литолого-палеографические схемы ВЕП для позднего протерозоя.

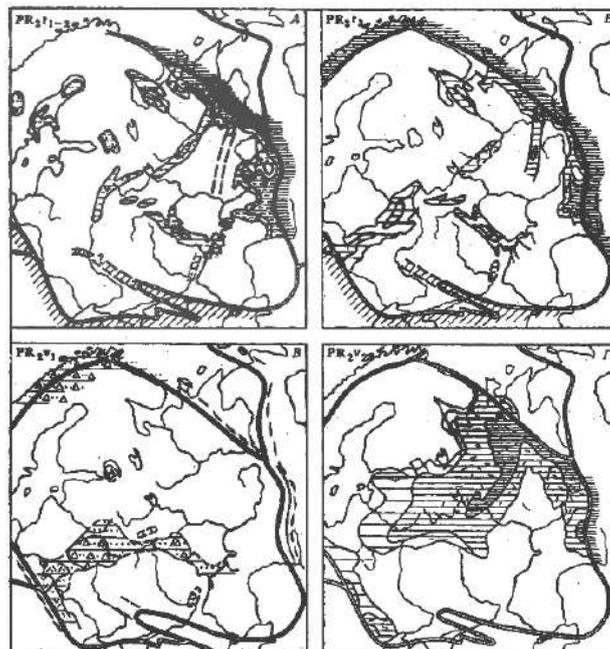


Рис. 3.13. Литолого-палеографические схемы ВЕП для позднего протерозоя

Схематические линейные структуры представляют собой системы авлакогенов. В На рис. 3.13 А показаны области развития отложений, а именно авлакогенов, в раннем и среднем рифее. На рис. 3.13 Б показано продолжение данного процесса в позднем рифее. В раннем венде (рис. 3.13 В) значительная часть структур прекратила свое

формирование, характерно, что зона осадконакопления относительно узкая. На последней поздневенской стадии (рис. 3.13 Г) характер осадконакопления совершенно изменился – началось формирование плитного широко распространенного осадочного чехла.

Особенности разреза рифея

Красноцветные континентальные терригенные толщи с конгломератами в основании сменяются сероцветными морскими песчано-алеврито-глинистыми и карбонатными породами (мергели, доломиты и известняки).

Для многих авлакогенов характерны вулканы – лавы и вулканокластиты базальтов, реже андезитов и риолитов, присутствуют дайки и силлы диабазов

При изучении каждому разрезу приставляются региональные стратиграфические подразделения, соответственно, каждый комплекс назван определенным образом:

- Терминальный R-V – красный спарагмит
- R₃ (серый спарагмит) – 0,5-2-3 км
- R₁₋₂ (иотний) – до 5-8 км.

Мощности толщ довольно большие – достигают несколько километров, при том, что структуры сосредоточены в относительно узких зонах.

Особенности разреза венда

Для венда характерно *присутствие тиллитов* – валунные и ленточные глины озерно-ледникового и водно-ледникового происхождения (Лапландское материковое оледенение).

Тиллиты – древние морены – грубообломочные несортированные образования, подвергшиеся уплотнению, а иногда и метаморфизму, образованы мелкозёмистой неслоистой массой («ледниковой мукой») с включениями валунов с ледниковой штриховкой.

В венде происходило материковое оледенение, причиной которого послужило формирование крупных континентальных массивов, которое случилось время от времени на Земле.

Также для венда характерно присутствие базальтов, реже дацитов и трахириолитов (волынская серия).

Плитный мегакомплекс чехла ВЕП (V2-Q)

С одной стороны, чехлы платформ представляют собой горизонтально залегающие толщи простого строения, но при детальном изучении видно, что распространение от возраста к возрасту отличается по платформе, породы изменяются фациально, присутствуют более крупнообломочные карбонатные породы.

На протяжении формирования плитного чехла наблюдаются крупные эпохи, соответствующие развитию окружающих подвижных поясов – осуществляется цикл Вильсона. Эпиконтинентальные блоки покрываются эпиконтинентальными морями, в пределах которых формируются осадочные комплексы.

Плитный мегакомплекс чехла состоит из *синкаледонского (V2-D1)*, *сингерцинского (D2-T)* и *сиальпийского (J-Q)* комплексов чехла (рис. 3.13).

Комплексы разделены несогласиями, распространены на определенной площади, имеют закономерное строение – крупные седиментационные комплексы в соответствии с этапами развития платформ в разные геотектонические эпохи. Седиментационные комплексы начинаются с трансгрессии и заканчиваются регрессией.

На рис. 3.14 приведены схематические разрезы трех платформ Земного полушария, в каждом из которых отмечается наличие трех главных плитных комплексов.

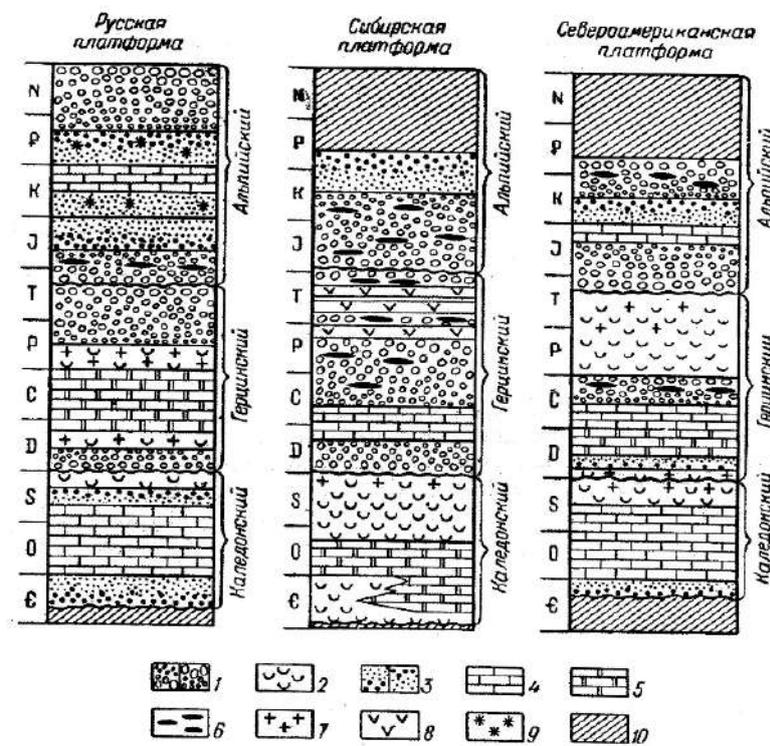


Рис. 88. Формационные ряды Русской, Сибирской и Северо-Американской платформ

Формации: 1 – континентальная (а – нижняя, б – верхняя); 2 – лагунная красноцветная; 3 – морская терригенная (а – трансгрессивная, б – регрессивная); 4 – известняковая; 5 – гипсово-доломитовая; 6 – угленосная; 7 – соленосная; 8 – трапповая; 9 – глауконит в морской терригенной формации; 10 – перерыв в отложении осадков

Рис. 3.14. Формационные ряды Русской, Сибирской и СевероАмериканской платформ.

Синкаледонский (раннепалеозойский) комплекс чехла ВЕП (V2-D1)

Время от позднего венда до раннего девона представляет собой каледонскую эпоху складчатости. Венд является завершением байкальской складчатости и началом развития деструктивных зон, рифтов, позже ставших океанами. Ранний девон является

временем завершения каледонской складчатости, при этом в некоторых областях в это время наоборот будут закладываться дислокационные деформации рифтогенного типа, которые перейдут к формированию бассейнов, при закрытии дающих герциниды.

На ВЕП (рис. 3.15) синкаледонский комплекс развит в средней части платформы в СВ направлении. Зональность на платформе отражает каледонское скандинавское складчатое сооружение. В течении девона на территории платформы находился океан Япетус.

Палео-Балтийский прогиб разделял Балтийский и Сарматский щиты. Сарматский щит является палеоцитом, поскольку на последующих этапах развития он в основном был перекрыт чехлами, а на самом раннем плитном этапе представлял собой сушу (зону поднятия).

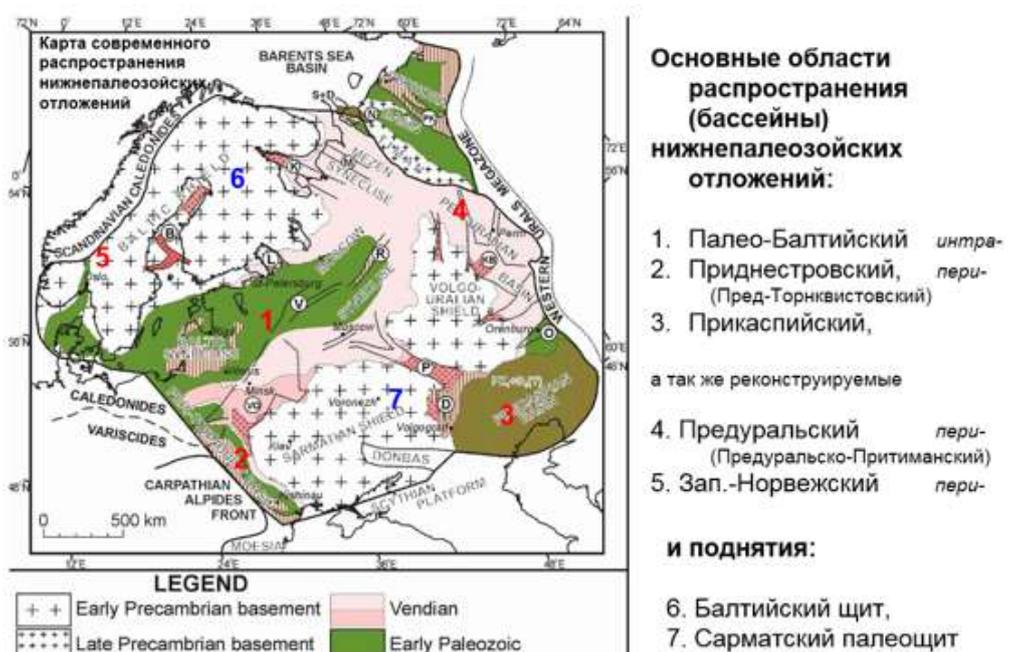


Рис. 3.15. Синкаледонский (раннепалеозойский) комплекс чехла ВЕП (V2-D1)

Литолого-палеогеографические схемы ВЕП в раннем палеозое (V2-D1)

На рис. 3.15 показано, как это происходило и откуда шли трансгрессии. Переход от раннепалеозойского к позднепалеозойскому этапу развития на ВЕБ связан с окончанием каледонской эпохи и формированием каледонид Скандинавии.

В кембрии палеобалтийский прогиб уже практически был сформирован. В кембрии, ордовике и силуре видна преэмпственность бассейнов – бассейн был устойчив в своем положении, накапливался один и тот же комплекс.

В силуре происходила регрессия, в раннем девоне она достигла своего максимума – наблюдаются лишь остаточные осадочные бассейны. Это связано с тем, что на месте Япетуса в девоне сформировалось складчатое каледонское сооружение.

На рубеже раннего и среднего девона началась активная трансгрессия со стороны Средиземноморского пояса и Восточной стороны. В последнем девоне ярко выражено развитие плитного чехла со стороны Палеокральского океана.

Красная линия на рис. 3.16 представляет собой переход от синкаледонского этапа к сингерцинскому.

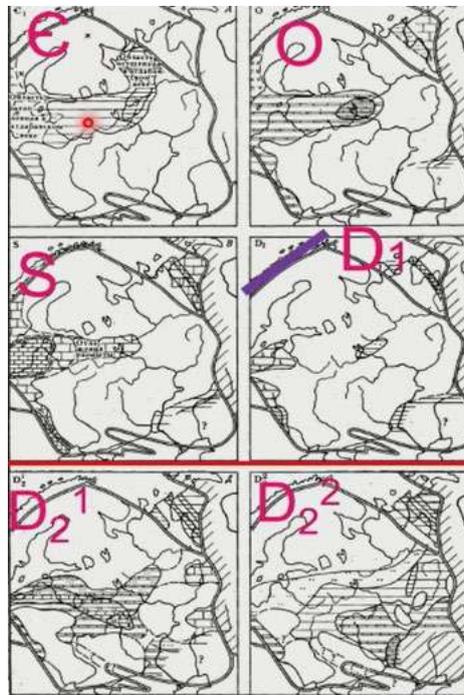


Рис. 3.16. Литолого-палеогеографические схемы ВЕП в раннем палеозое (V2-P1)

Позднепалеозойский этап развития - важнейший для ВЕП (D2-C-P-T) (рис. 3.17). На геологической карте видно, что девон, карбон и пермь занимают большую часть платформы. В области осадконакопления выделяются отдельные области (рис 3.17).

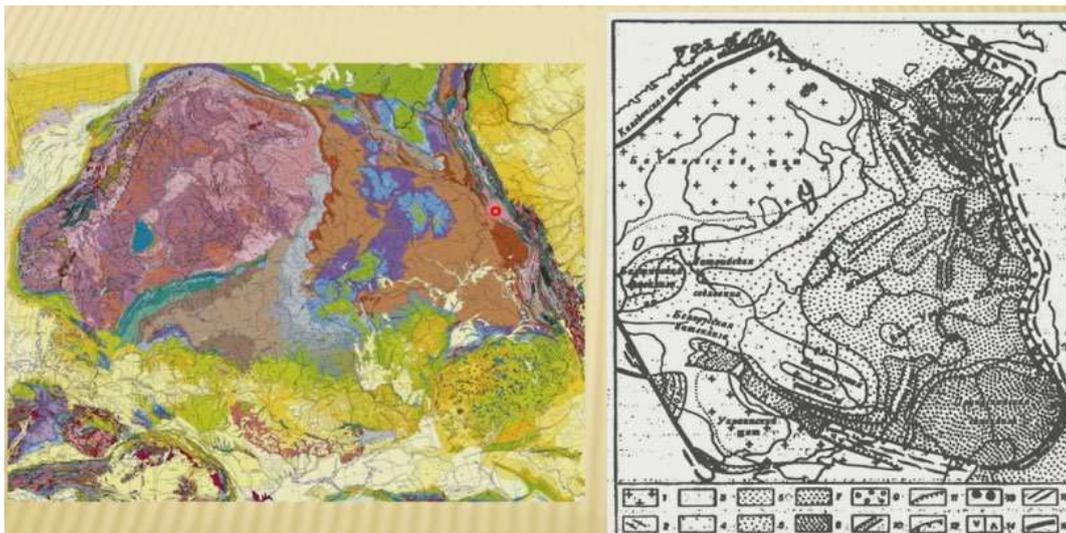


Рис. 3.17. Главные области осадконакопления: Русско-Балтийская, Днепровско-Донецкая

На рис. 3.18 собрана вся история развития ВЕП на этом этапе. С раннего девона до триаса проходила новая история формирования чехла ВЕП. Можно наблюдать развитие Балтийско-Русской области, в особенности, развитие различных карбонатов. Это означает, что море в данном районе было очень обширным, поскольку для обширных эпиконтинентальных морей самыми характерными осадками являются карбонаты.

В восточной части морской бассейн был очень неоднородным, что связано с близким расположением Палеоуральского океана, формировавшего в конце протерозоя – начале палеозоя и длительное время характеризовавшийся развитием пассивной окраины. На рис. 3.18 можно наблюдать линейные зоны – начальные стадии формирования рифтовых зон (для девона характерно масштабное проявление рифтогенеза на платформах).

На платформе выражены зоны некомпенсированного осадконакопления (доманиковская свита – нефтематеринские свиты), в конце палеозоя в перми в Балтийско-Русской области на месте Палеоуральского океана начало формироваться складчатое сооружение, и бассейн начал вырождаться.

В перми началось обратное движение, поскольку Уральские горы начали расти, и морское осадконакопление постепенно прекратилось – началось континентальное осадконакопление (мощная горная система поставляла осадочный материал на ВЕП).

Верхняя часть комплекса представлена континентальными пермскими образованиями, окончание формирования сингерцинского комплекса связано с ростом уральского сооружения. Максимальная регрессия приходится на триас.

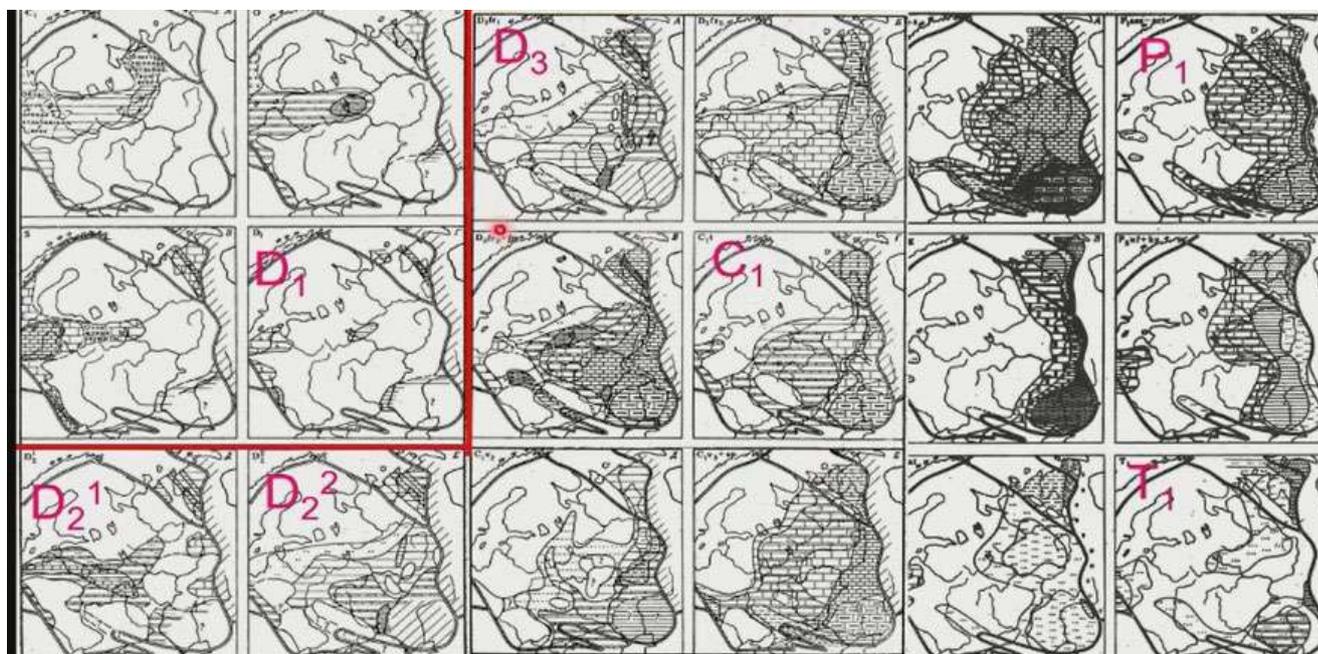


Рис. 3.18. Сингерцинский комплекс чехла веп

Особенности строения разрезов D-P

Русско-Балтийская область:

- D3-C1: разнообразие фаций от мелководных (карбонаты) до глубоководных в некомпенсированных прогибах (битуминозные сланцы и кремнистые известняки - доманиковые фации), биогермы – коралловые постройки на блоках, поднятых во время рифтогенеза.
- C2-3: преобладание карбонатов
- P: мелководные карбонатные и сульфатные, рифовые известняки, глубоководные глинисто-кремнисто-карбонатные в прогибе, флишевые на склоне Урала.

Днепрово-Донецкий бассейн:

- D3-C1: Терригенно-карбонатные > сульфатно-галогенные > битуминозные известняки > сульфатно-галогенные толщи с вулканитами в нефтеносных горизонтах;
- C2-3: преобладание карбонатов
- P: лагунные терригенно-карбонатно- сульфатно-галогенные

На рис. 3.19 приведен фациальный переход в поперечном разрезе. Наблюдаются рифтовые постройки и глубоководные фации. Наиболее сложная фациальная ситуация приходится на поздний девон – ранний карбон, вышележащие каменноугольные отложения представляют собой спокойно развитые карбонаты.

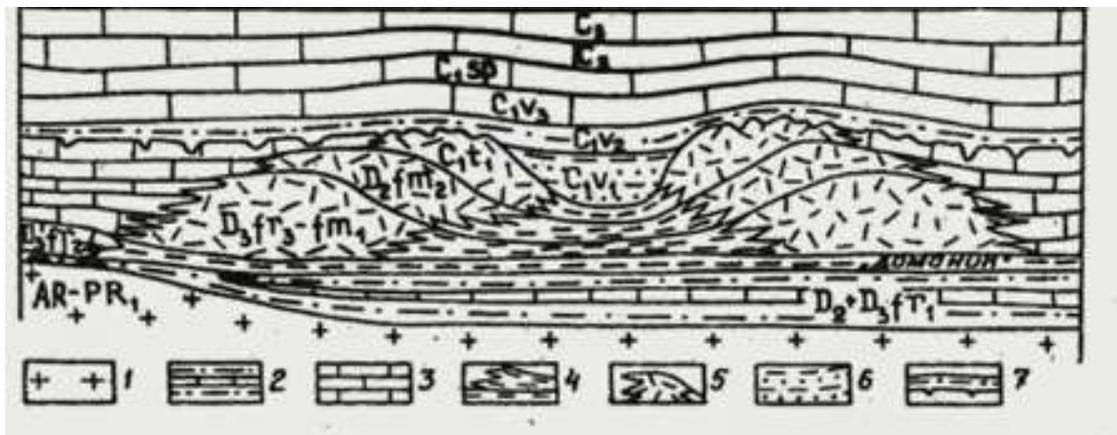


Рис. 3.19. Схема строения депрессионных зон Камско-Кинельской системы

На рис. 3.20. показан краевой прогиб, характеризующий пермские отложения – самая восточная часть ВЕП переходит в краевой прогиб. Восточный прекронтонный прогиб перекрывается краевым Уральским прогибом. Терригенный материал появился благодаря сносом с Урала.

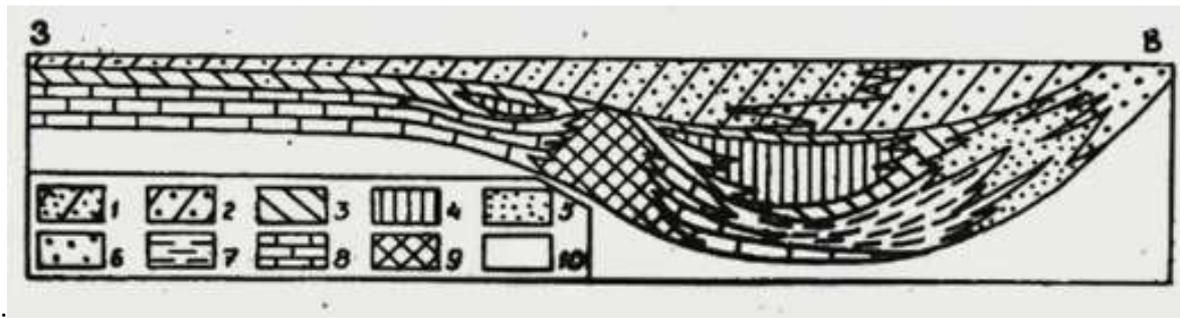


Рис. 3.20. Схема соотношений фаций пермских отложений на востоке ВЕР

В конце перми не только в пределах Предуральяского краевого прогиба формировалась соленосная толща, но и в Прикаспийской синеклизе (рис. 3.21).

Прикаспийская синеклиза включает подсолевые, соленосные и надсолевые отложения, пронизанные солевыми диапирами.

В пределах Прикаспийской синеклизы все небольшие структуры антиклинального типа со сложными узорами разломов являются солеными диапирами.

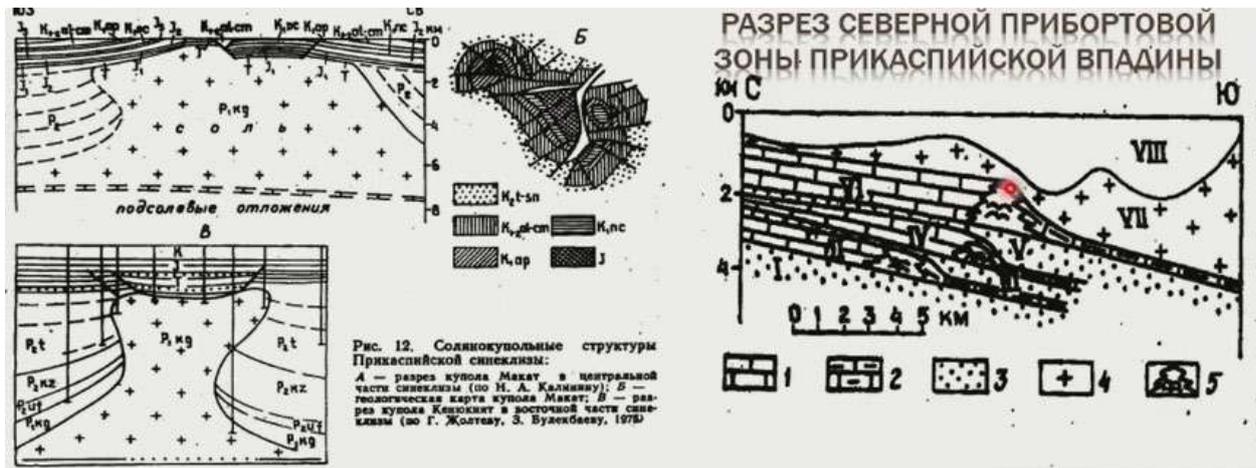


Рис. 3.21. Формирование соленосной толщи

На пермь-триас приходится окончание герцинского этапа, что видно по особенностям распределения чехла. На это время также приходится формирование Урала, заложение Предуральяского передового прогиба. Складчатость произошла только в Донецкой складчатой зоне (рис. 3.22).

В это время Средиземноморском поясе развивается океан Тетис, триасовые отложения начинают формировать чехол Скифской плиты. На месте каледонского складчатого сооружения закладываются континентальные рифтовые структуры, которые в последствие перейдут к формированию Атлантического океана. На этом этапе был сформирован суперконтинент Пангея.

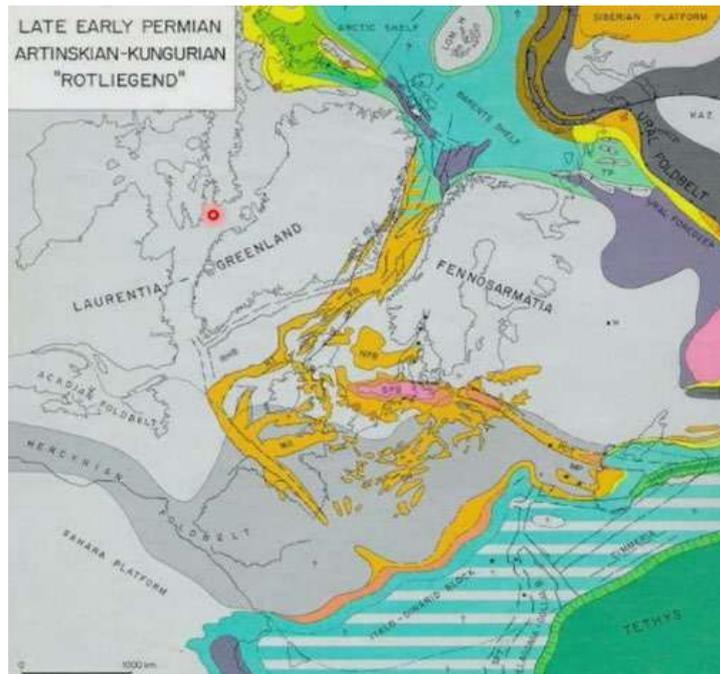


Рис. 3.22. Складчатость в Донецкой складчатой зоне

На рис. 3.23 показан MZ-KZ этап развития ВЕП (сиральпийский комплекс чехла) литолого-палеогеографические схемы Т-Н. На это время приходится начало распада Пангеи. С юга Тетиса начинается активная трансгрессия, причем, если в триасе преобладали континентальные толщи и была общая регрессия, то в юре появляются морские отложения, сохраняющиеся в мелу.

В позднем мелу ВЕП преобрела приподнятое положение практически по всей территории, и только ее южная часть была охвачена распространением эпиконтинентального моря – на нее пришлась максимальная регрессия и развитие преимущественно карбонатных отложений.

В палеогене началась регрессия, начал формироваться современный рельеф. В это время к югу от платформы формируются альпийские складчатые сооружения. В конце кайнозоя окончательно сформировался современный рельеф.

На рис. 3.24 приведен сиральпийский комплекс чехла J-KZ. Континентальный рифт (перемычка в центре) превратился в рифт красноморского типа, ВЕП по его правую сторону активно отодвигается от Лаврентии и Гренландии. В это время Урал существует как поднятие, зеленым обозначены морские бассейны – эпиконтинентальные моря, формирующие чехлы древней ВЕП и Западно-Сибирской плиты.

Максимальная регрессия происходила в триасе, в юре началась активная трансгрессия со стороны Средиземноморского пояса. Наиболее активной трансгрессия становится в мелу. В кайнозое завершилось формирование сиральпийского чехла.

В неогене Атлантический океан выражался практически в том виде, что в настоящее время. К югу от ВЕП происходило формирование складчатых систем.

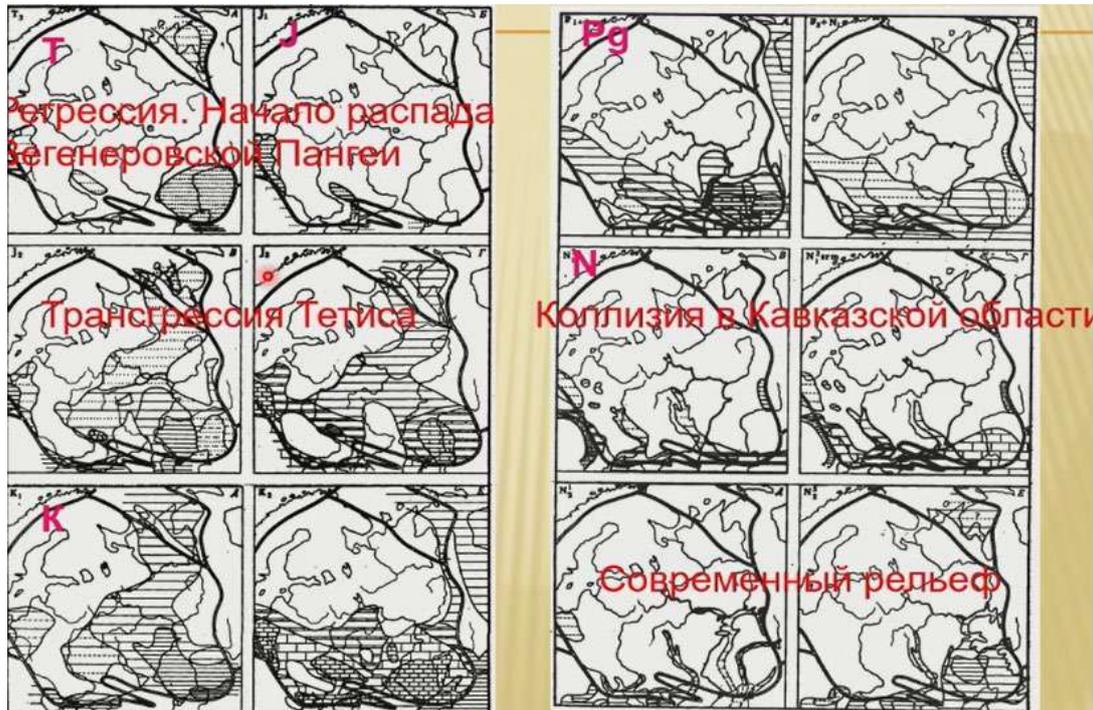


Рис. 3.23. MZ-KZ этап развития ВЕП (сиальпийский комплекс чехла) литолого-палеогеографические схемы Т-Н

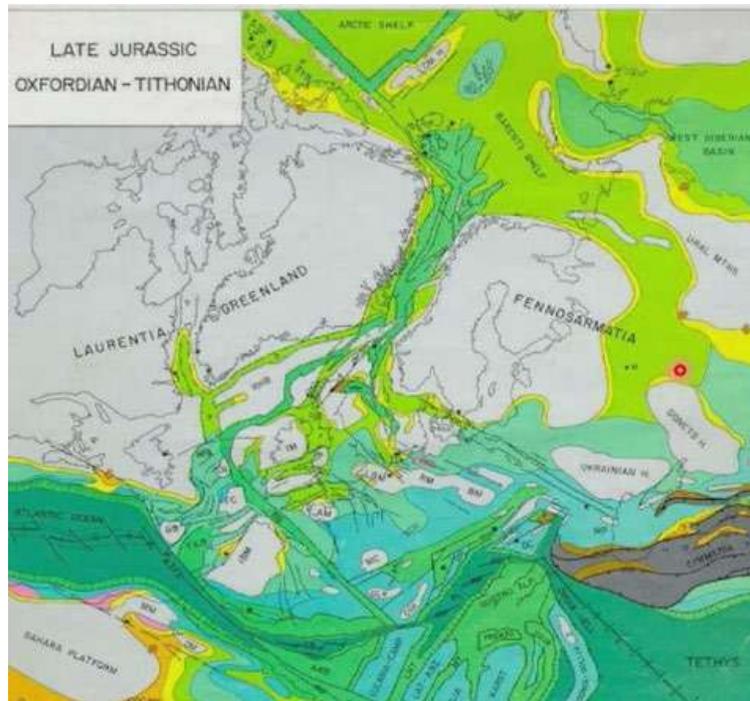


Рис. 3.24. Синальпийский комплекс чехла J-KZ

На этапе развития от конца триаса до конца кайнозоя (рис. 3.25) видно, что на платформе наиболее мощные отложения этого возраста сформировались в южной части. Распределение мощностей отложений очень неоднородное, максимальные мощности характеризуют Приднестровскую зону, Причерноморскую зону, Украинскую синеклизу, Прикаспийскую синеклизу, Ульянов-Саратовскую синеклизу.

Относительно маломощный чехол этого возраста сформировался параллельно Уральскому сооружению. Остальная часть оставалась приподнятой.

Линейные структуры, которые можно наблюдать на рис. 3.25, являются линейными авлакогенами. Их формирование было связано с динамикой, идущей из окружающего Средиземноморского пояса в условиях сжатия на платформе.



Рис. 3.25. Схема тектонического районирования ВЕП на альпийском этапе

Четвертичная эпоха явилась эпохой появления нескольких импульсов оледенения. Центром оледенений являлся Балтийский щит, ледовый покров спускался далеко на юг по долинам крупных рек. Перед фронтом ледника формировались предледниковые равнины.

3.7. Полезные ископаемые ВЕП

При значительном распространении чехла в первую очередь для платформ характерны полезные ископаемые (ПИ) такого типа, как *угленосные и нефтегазоносные*.

На рис. 3.26 приведено распределение ПИ на Балтийском щите. Поскольку он представляет собой фундамент, в этой области сосредоточены большое количество месторождений ПИ различных металлов:

- Железистые кварциты (AR) - Оленегорское, Костомукша
- Ni-Cu (PR пластовые уб массивы – Печенга (уникальное) и Мончегорцы (Кольский п-ов).
- Fe-рудные м-ния с Ti-Mt - интрузии основного состава Карелии.
- Sn - граниты рапакиви (Карелия)
- Al, редкие элементы, апатитовые руды - PZ нефелиновые сиениты Хибинны
- Алмазы - Зимний берег (уникальное - апатиты, нефелин) и Ловозеро (Ta, Nb, TR) (уникальное)
- Мусковит и керамическое сырье - пегматиты Карелии.
- Строительные материалы - граниты- рапакиви, лабрадорит, кварцит, мраморы.



Рис. 3.26. Распределение ПИ на Балтийском щите

Юг и центральные районы ВЕП представляют собой области развития месторождений топливно-энергетическое сырьё:

- Ромашкинское (Н)
- Оренбургское (НГ)
- Астраханское (Г)
- Ярегское (Н+Ti)

Рудные месторождения:

- Михайловское (Fe, Au) - КМА,
- Воронежская антеклиза, джеспилиты михайловской серии
- Стойло-Лебединское (Fe) - Воронежская антеклиза, джеспилиты курской серии

Лекция 4. Сибирская платформа

4.1. Положение в региональной структуре

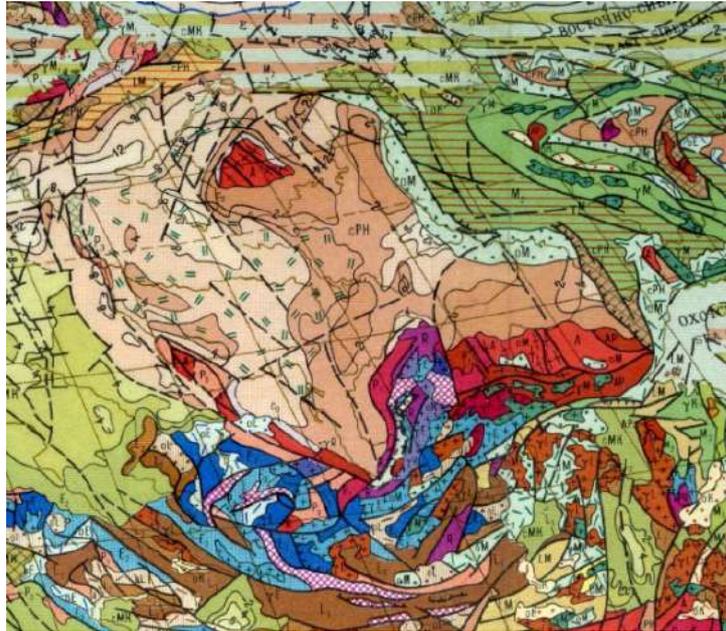


Рис. 4.1. Тектоническая карта Сибирской платформы

Сибирская платформа – крупная дорифейская платформа в окружении подвижных поясов. С запада и юга платформа обрамляется подковообразным Урало-Монгольским подвижным поясом, с востока – Тихоокеанским поясом и Верхояно-Чукотская область, на севере – Алталантическо-Арктическим поясом. На «стрелках» ПП – переходные области – Верхояно-Чукотская; Таймыро-Северо-Земельская; Енисейско-Присянская и Байкальская (рис. 4.1).

4.2. История изучения

- Первые сведения – академические экспедиции 18 в.
- Маршрутные исследования начались в последней трети 19 в. (А.Л. Чекановский, И.Д. Черский, В.А. Обручев) и начале 20 в. (А.П.Герасимов,, К.И. Богданович, С.В. Обручев)
- Систематическое изучение - с 30-ых годов 20 в.

4.3. Рельеф Сибирской платформы

Рельеф занимает значительную часть Восточной Сибири. Характерен возвышенный и расчлененный денудационный рельеф.

Горы: Бырранга, Среднесибирское плоскогорье, плато: Анабарское, Путорана. Енисейский кряж, Восточный Саян, Приморский и Байкальский хребты; Патомское, Алданское, Становое нагорья, хр.Джугджур. Низменности Северо-Сибирская, Центрально-Якутская. (рис. 4.2).



Рис. 4.2. Топографическая карта Сибирской платформы

4.4. Границы Сибирской платформы

На рис. 4.3 приведены границы Сибирской платформы. Сибирская платформа окружена складчатыми областями:

- На востоке: Kim: Верхояно-Чукотская (1)
- На юго-востоке: Kim2 Забайкало-Охотская (2). Вдаётся в платформу: В+С Байкальская (3)
- На юго-западе: В Енисейско-Присяянская (4)
- На западе: Западно-Сибирская плита (в фундаменте - продолжение байкалит) (5)
- На севере: В+V+Kim Таймырская (граница перекрыта Енисей-Хатангским прогибом) (6)

На востоке по зигзагообразной границе Сибирская платформа граничит с Верхояно-Чукотской складчатой областью позднекемирийского возраста. На юго-востоке проходит граница с Урало-Монгольским поясом, окончанием которого является Забайкало-Чукотская складчатая система (позднекемирийского возраста).

На Сибирской платформе проходит сложная граница – разновозрастная Байкальская складчатая область полициклического развития вдаётся в Сибирскую платформу.

Юго-западная область Сибирской платформы обрамляется системой Байкальских структур – Байкальской складчатой областью и Енисейско-Присяянская складчатая область.

Западная граница Сибирской платформы относительно простая и хорошо определяется, поскольку Сибирская платформа граничит с Западно-Сибирской молодой плитой, которая характеризуется развитием кайнозойских отложений. На тектонических картах эта часть изображается плитным чехлом. По отношению к Западно-Сибирской плите Сибирская платформа является приподнятым блоком, на стыке выходят более древние комплексы пород.

На севере Сибирская платформа граничит со складчатым сооружением Таймыра Северо-Земельской зоны. Данная граница не видна на геологической карте, поскольку она перекрыта чехлом более молодых кайнозойско-мезозойских отложений Енисей-Хатангского прогиба. Платформа заканчивается в средней части прогиба. Южная зона Таймырской зоны по возрасту деформации является – деформации там закончились уже в триасе.

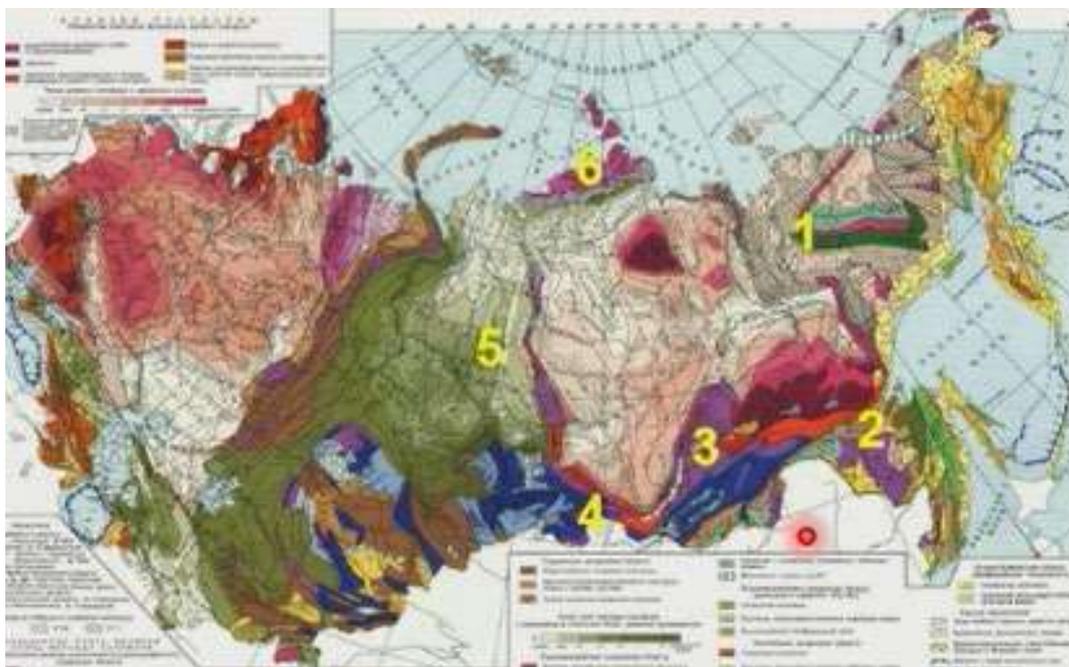


Рис. 4.3. Границы Сибирской платформы

Тектоническое районирование

На рис. 4.4, 4.5 приведены структурные элементы, входящие в строение сибирской платформы:

- **Щиты:** Алдано-Становой (АС), Анабарский (АН);
- **Краевые выступы:** Оленекский, Бирюсинский, Шарыжалгайский, Лено-Енисейская плита;
- **Антеклизы и моноклизы:** Анабарская (Ан), Байкитская (Б), Алданская (Ал), Непско-Ботуобинская (НБ) (См-S)
- **Синеклизы:** Тунгусская (Ту), Вилуйская (В), Тасеевская (Та) (С-Р)

- Перикратонные прогибы прогибы: Прибайкальский (Пб), Учуро-Майский (УМ);
- **Палеорифтовые структуры (авлакогены):** Турухано-Норильский (ТН), Котуйский (К), Иркинеевский (И), Хастахский (Х), Уджинский (У), Уринский (Ур), Учурский (Уч), Вилуйско- Патомская (ВП) система (R, D).
- **Молодые впадины:** Чульманская (1), Токинская (2), Иркутско-Черемховская (3), Канско-Рыбинская (4), Енисей-Хатангская (5), Лено-Хатангская (6), Ангаро-Вилуйский прогиб (7) (J-K)
- **Седловины:** Катангская, Ботуобинская

На поверхность платформы выходит фундамент – дорифейские комплексы отложений метаморфических и интрузивных пород. На Сибирской платформе выделяется два щита: Анабарский, который иногда называют выступом из-за того, что на всем протяжении существования платформы он являлся щитом и иногда перекрывался чехлом, и более крупный Алдано-Становой щит сложного строения. Алдано-Становой щит состоит из двух блоков, но его поверхность также выходят архейско-протерозойские комплексы.

Остальная часть Сибирской платформы представляет собой Лено-Енисейскую плиту. Р. Енисей обрамляет плиту на западе вдоль границы Сибирской платформы, на востоке плита обрамляется р. Леной. По положению поверхности фундамента выделяются структуры типа антеклиз и синеклиз. Фундамент наиболее приподнят вокруг Анабарского массива (Анабарская антеклиза), рядом с Алдано-Становым щитом (Алданская антеклиза (моноклиза)). Также, рядом с Байкальской складчатой областью поверхность фундамента Сибирской платформы приподнята. Байкитская антеклиза находится рядом со складчатым сооружением Енисейского кряжа. На геологической карте антеклизы представляют собой области развития нижнепалеозойских отложений.

Практически всю остальную территорию занимают структуры типа синеклиз. На геологической карте Тунгусская синеклиза хорошо выделяется полем триасовых вулканогенных образований (на тектонической карте видно, что фундамент погружается довольно глубоко). Второй крупной синеклизой является Вилуйская синеклиза, на геологической карте выделяющаяся комплексом более молодых отложений – юрских и меловых. Тасеевская синеклиза на геологической карте представлена девоном, карбоном – более молодыми комплексами отложений.

Кроме того, встречаются структуры типа перикратонных прогибов, в которых увеличение мощности чехла происходит перед складчатыми сооружениями.

Помимо щитов, для Сибирской платформы характерен ряд небольших выступов фундамента по ее обрамлению. Небольшой выступ фундамента присутствует на краю самой северо-восточной части Сибирской платформы (Оленекский выступ); на юго-западной окраине наблюдаются Бирюсинский и Шарыжалгайский выступы (выступы фундамента Сибирской платформы).

В структуре платформ также большую роль играют авлакогены – палеорифтовые структуры начального платформенного этапа развития, когда на складчатом кристаллическом фундаменте начинается формирование платформенного чехла. В северной части авлакогены представляют собой субмеридиональные ориентированные структуры, в западной части обнаруживается Турхано-Норильский авлакоген.

На тектонической карте авлакогены выделяются повышенной мощностью чехла, концентрацией разломных структур, неоднородным строением фундамента. На геологической карте многие авлакогены определяются по косвенным признакам. Так, Турхано-Норильский авлакоген в приповерхностной структуре выражен поднятием.

Следующим крупным авлакогеном в северной части Сибирской платформы является Котуйский авлакоген, протягивающийся к западу от Анабарского массива вдоль восточной окраины Тунгусской синеклизы. На геологической карте Котуйский авлакоген выделяется по тому, как в пределах Анабарского массива среди архейских комплексов появляются рифейские. Рифейские комплексы пород слагают краевые части авлакогена.

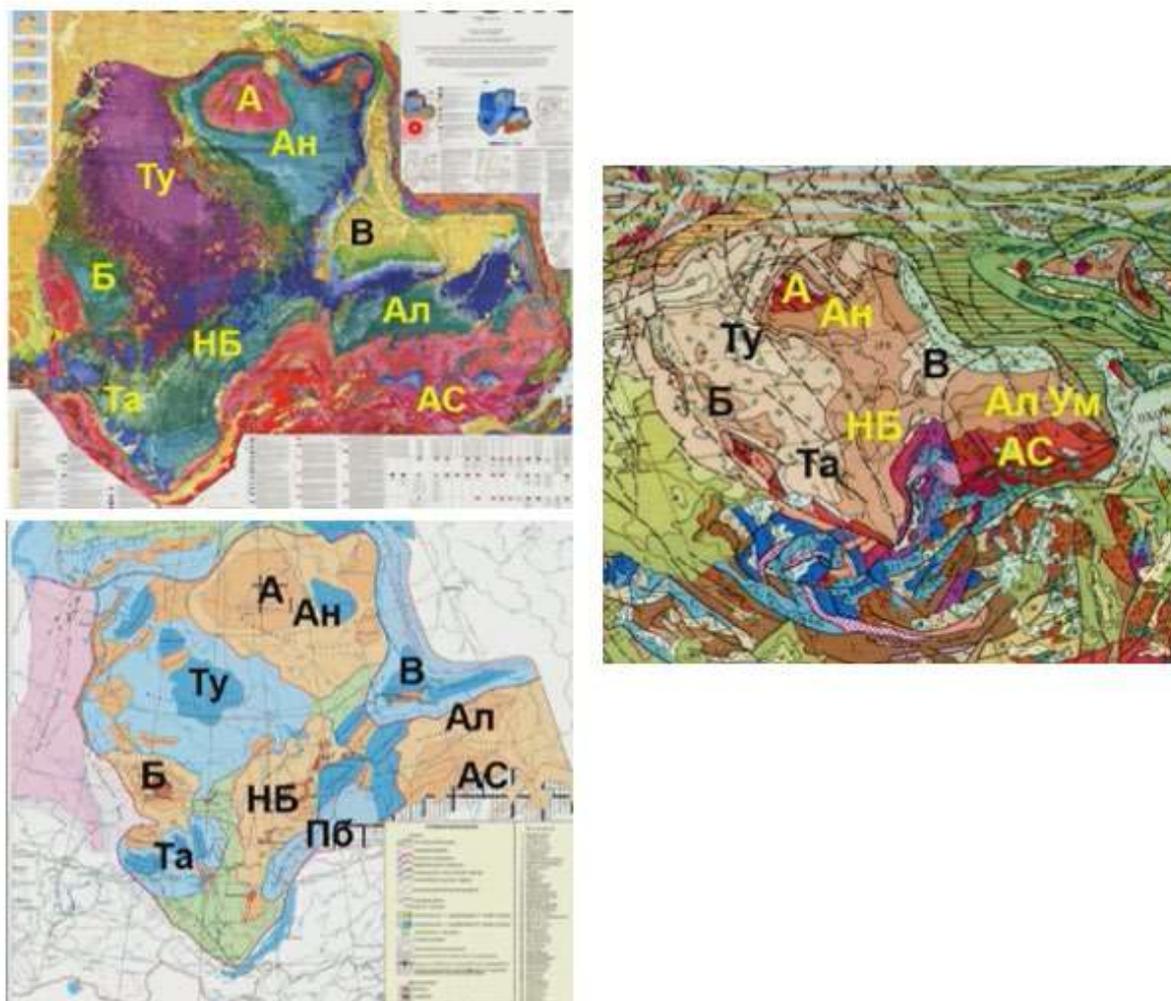


Рис. 4.4. Тектоническое районирование

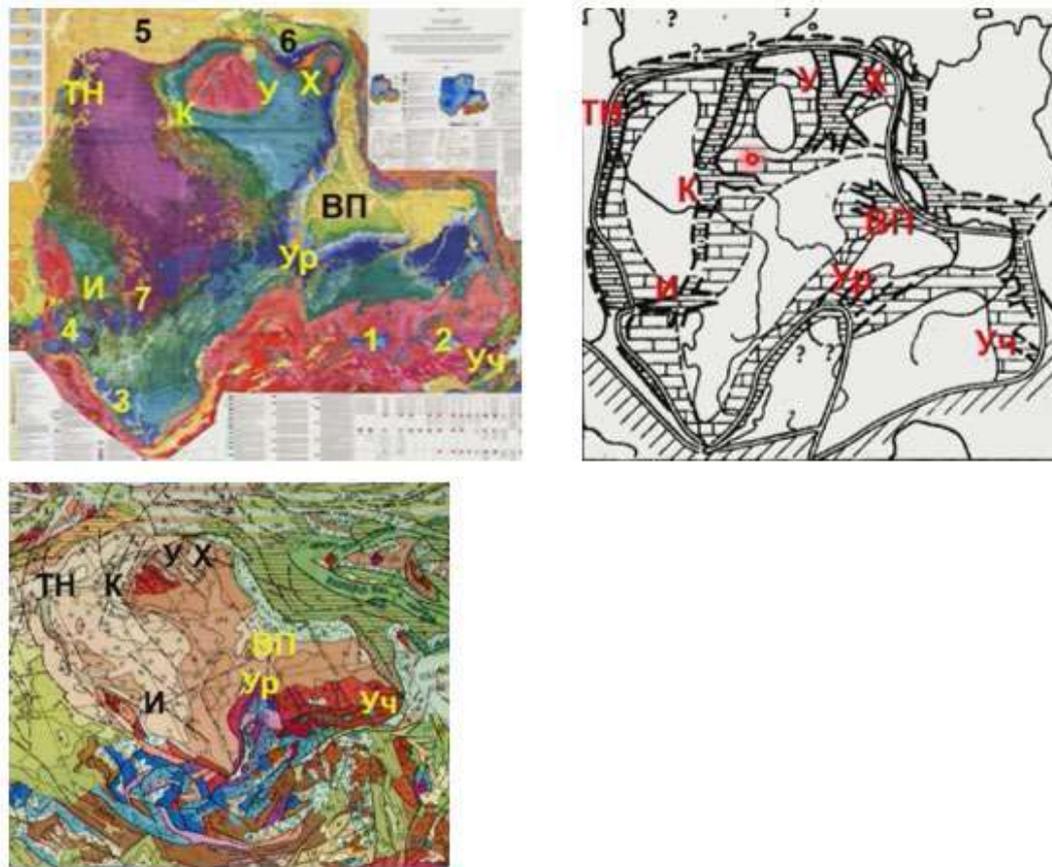


Рис. 4.5. Тектоническое районирование

К востоку от Анабарского массива наблюдается Уджинский меридиональный авлакоген; на западе Оленекского выступа – Хатахский. Уджинский авлакоген так же выделяется по рифейским комплексам в восточной части Анабарского массива и по цепочкам интрузивных массивов, в том числе – кимберлитовых трубок.

В южной части платформы встречаются более сложные системы авлакогенов, преобладают субширотные авлакогены. В западной части наблюдается Иркинеевский авлакоген, который выходит в Сибирскую платформу из обрамляющей Байкальской складчатой области. На геологической карте Иркинеевский авлакоген выражен горстообразным поднятием (положительной структурой на месте авлакогена), что говорит о том, что данная зона претерпевала какие-либо тектонические воздействия на следующих этапах развития.

Из Байкальской складчатой области в структуру Сибирской платформы входит Уринский авлакоген, так же выраженный горстообразным поднятием (инверсионная структура на месте прогиба, формировавшегося в рифее). Уринский авлакоген начинает сложную Вилюйско-Патомскую палеорифтовую систему. Начало формирования этой структуры было связано с раннеплатформенными этапа (дорифейскими).

Вилуйско-Патомская система входит в Верхояно-Чукотскую складчатую область более позднего развития, что свидетельствует о продолжении развития (в девоне). В южно-восточной части Сибирской платформы наблюдается Учурский авлакоген, который виден по распространению рифейских комплексов на архейских и нижнепротерозойских образованиях.

Большая часть Вилуйско-Патомской системы перекрыта более молодыми комплексами Вилуйской синеклизы (мезазойские юрско-меловые отложения). В пределах Вилуйско-Патомской системы на определенном этапе развития в девоне накапливались мощные соленосные толщи, которые привели к формированию диапировой тектоники. Диапировые соляные купола внедряются в чехол запечатывающих юрско-меловых отложений.

Кроме крупных структур на Сибирской платформе широко распространены юрские отложения, образующие отдельные впадины - такие поля юрских отложений принято выделять в качестве отдельных структурных единиц. Впадины имеют большое значение в связи с развитием угленосных полезных ископаемых.

На рис. 4.6 приведены названия структур, которые используют в настоящее время.

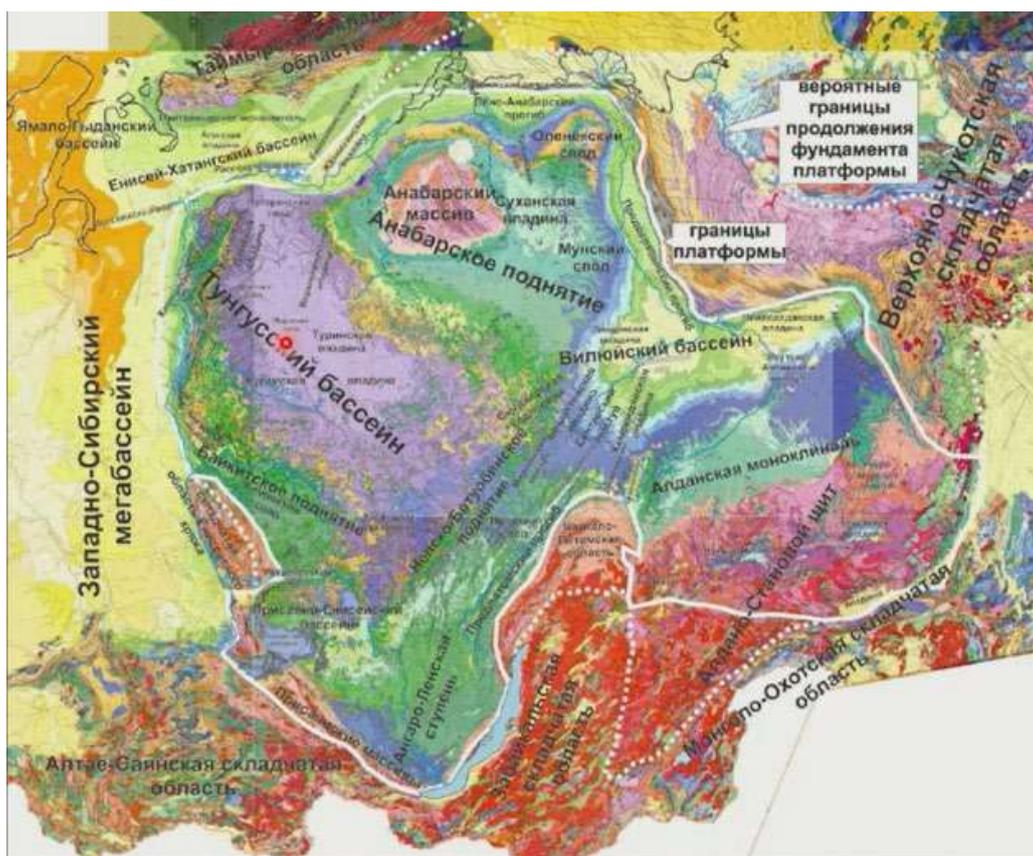


Рис. 4.6. Обозначение структур Сибирской платформы

Строение фундамента

На рис. 4.7 приведены основные элементы структуры фундамента Сибирской платформы. Платформа имеет многоугольную форму, состоящую из многочисленных блоков. В современном представлении каждый блок фундамента представляет собой крупный террейн – структуру, которая имеет свою тектоническую историю. В отличие от ВЕП, на Сибирской платформе резко преобладают архейские комплексы, занимающие большую часть структуры фундамента Сибирской платформы.

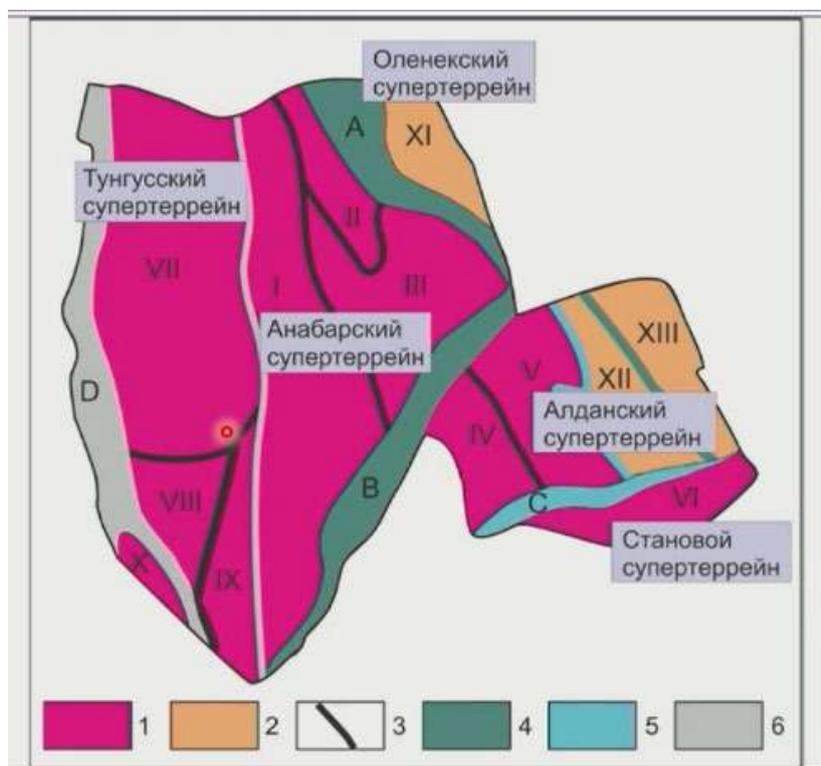


Рис. 4.7. Строение фундамента

Основные структурные элементы

На рис. 4.8 приведена геологическая карта Анабарского массива. Можно наблюдать архейские комплексы с зональностью субмеридианального простираения. Система структур сформировалась в условиях перемещения литосферных плит.

На Алдано-Становом щите (рис. 4.9), напротив, большая роль принадлежит структурам субширотного плана.

В пределах данной сложной блоковой структуры выделяются разновозрастные комплексы (AR-PR1). Каждый блок представляет собой самостоятельную структурную единицу.

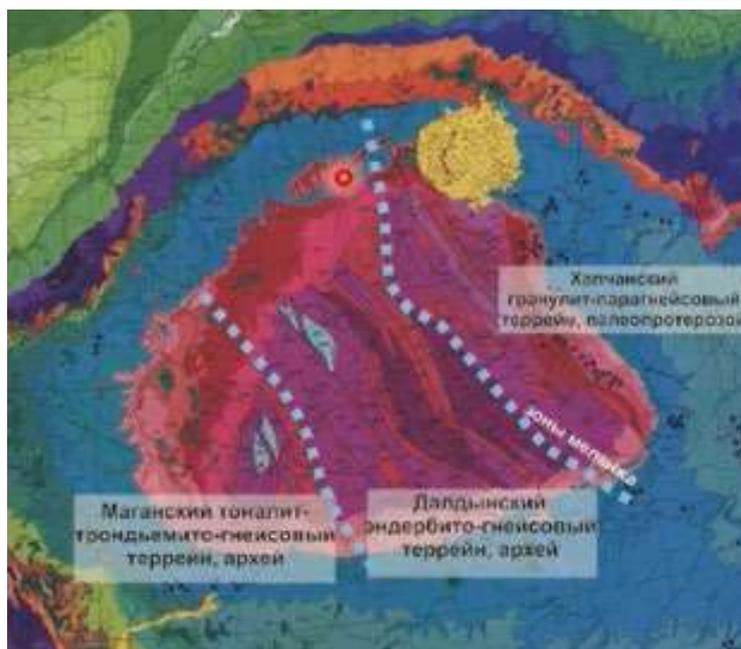


Рис. 4.8. Анабарский массив

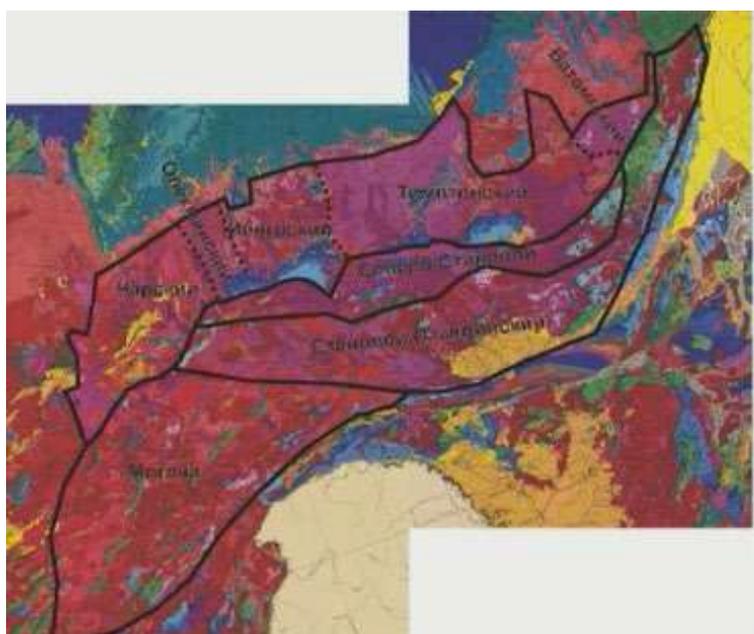


Рис. 4.9. Алдано-Становой щит

Архейские комплексы:

AR1: Кварциты, гнейсы, кристаллосланцы, амфиболиты, чарнокиты, граниты, мраморы, графитовые сланцы. Метаморфизм гранулитовой фации. Гранитизация. Тела габброидов, пироксенитов и перидотитов – признаки присутствия древней океанической коры.

AR2-PR1: Проторифтовые структуры (торговый комплекс) - терригенно-кремнисто-вулканогенные отложения (уланский грабен и др.) и платформенные впадины - терригенная серия. Кодаро-Удоканской впадины: автохтонные гранитоиды и гранитогнейсы.

Помимо того, что Алдано-Становой щит сложен древними метаморфическими комплексами и пронизандревними интрузивными телами различного состава, он охвачен процессом более поздних тектоно-магматических мезозойских событий - **PZ гранитоиды** и **MZ щелочные гранитоиды**. Многие части древнего фундамента фактически вовлеклись в процесс переработки, и представляют собой фрагменты складчатого обрамления.

На рис. 4.10 показаны положения некоторых краевых выступов Байкальского обрамления юго-западной части Сибирской платформы – краевые части зоны, втянутые в складчатый процесс; платформенные чехлы деформированы, выходы древних комплексов представляют собой краевые выступы фундамента Сибирской платформы.

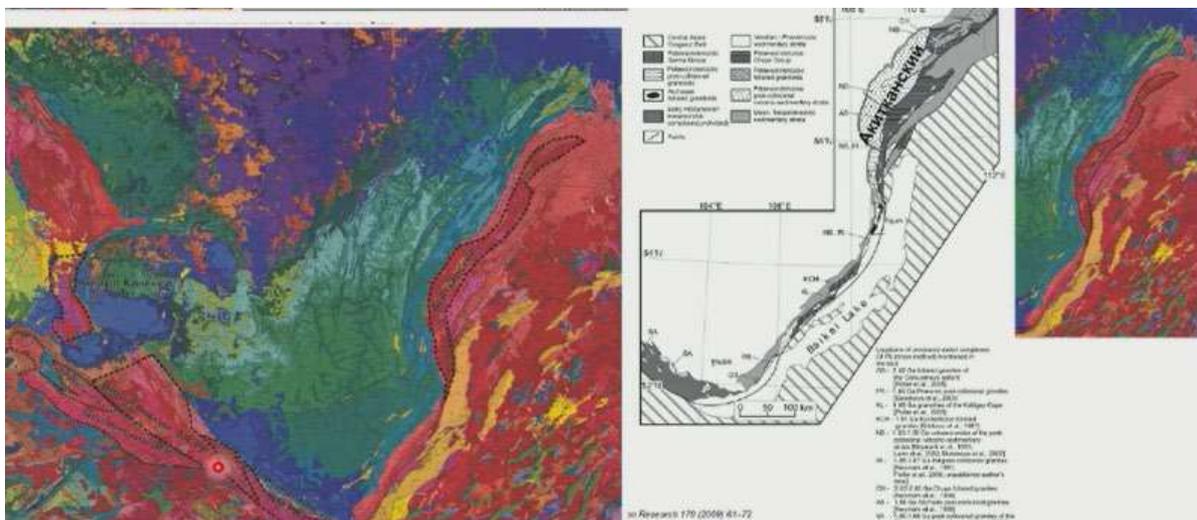


Рис. 4.10. Краевые поднятия в ЮЗ части

4.5. Этапы развития

Начало формирования чехла – становление рифейских бассейнов – с PR2 (R)

С рифея начинается новый этап развития платформы – формирование платформенного чехла. Древняя платформа испытывает поднятие в условиях растяжения, при этом закладываются системы палеорифтовых структур. В положении структур можно наблюдать влияние структурной неоднородности кристаллического фундамента – для Северной половины платформы характерна меридиональная структурная зональность (структуры соединяются складчатыми зонами по меридиональным швам). В положении авлакогенов зональность отразилась.

В отличие от ВЕП, на Сибирской платформе рифейские бассейны выходили за пределы палеорифтовых структур, поэтому можно говорить о рифейских бассейнах.

Рифтовый (авлакогенный) комплекс представлен R карбонатно-терригенными, красноцветно-пестроцветными породами (на юге) и вулканогенно-осадочными породами (на севере), выполняющими рифтовые и перикратонные прогибы. Мощность его составляет до 5-10 км (рис. 4.11).

Рифты: Турухано-Норильский (1); Китайский (2); Уджинский (3); Хастахский (4); Иркинеевский (5); Вилуйско-Патомская система: Уринский (6) и др; Учурский (7);

Перикратонные прогибы: Юдомо-Майский; Прибайкальский; Присаянский, Приенисейский.

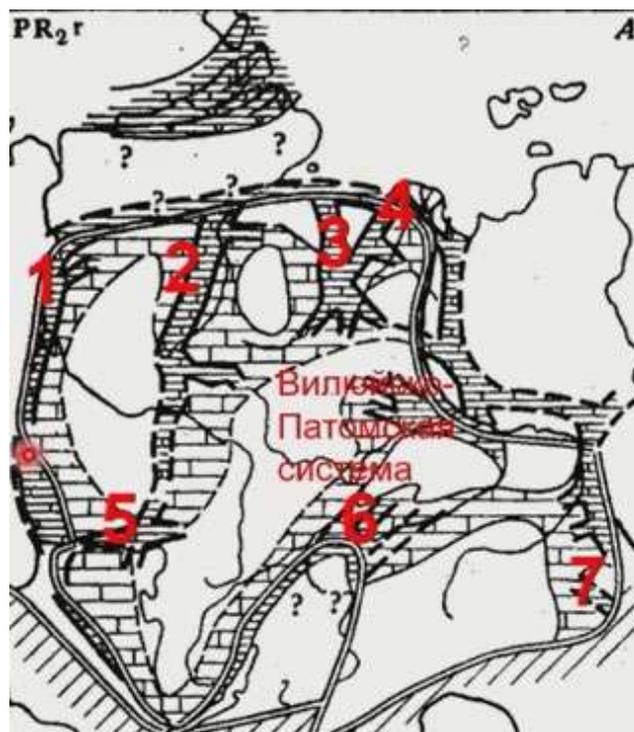


Рис. 4.11. Начало формирования чехла – становление рифейских бассейнов – с PR2 (R)

На рис. 4.11 приведен пример строения авлакогена. Авлакогены представляют собой мощные толщи рифейских образований (рис. 4.11). Иркинеевский и Уринский авлакогены являются современными разрезами, рифейское выполнение находится в приповерхностной зоне, наблюдаются горстообразные поднятия.

Велуйско-Патомская система представляет собой очень неоднородную поверхность фундамента с формированием впадин и поднятий; верхняя часть разреза этих структур представлена девонскими толщами, запечатанными мезозойскими отложениями.



Рис. 4.12. Рифейские бассейны

Разрезы рифея

- Северные рифты (Котуйский, Уджинский, Турухано-Норильский):
- R1: терригенно-вулканогенные (базальты и щелочные пирокластиты);
- R2-3: от терригенно-глинистых до карбонатных, с прослоями спилитов (лавы базальтов), туфов и туфобрекчий (Турнира); лавы и силы базальтов и трахибазальтов, туфы, туфобрекчии.
- Южные рифты и пассивные окраины (Иркинеевский, Уринский, Учурский, Юдомо-Майский):
- R1: терригенные и терригенно-карбонатные образования с прослоями туфов.
- R2-3: несколько седиментационных циклов, начинающихся терригенными и заканчивающихся карбонатными (известняково-доломитовыми) толщами.

Рубеж R/V - переход к плитному мегакомплексу

На рубеже рифея и венда произошел переход к плитному этапу развития – начал формироваться плитный мегакомплекс. Для Сибирской платформы плитный мегакомплекс в широком смысле начал формироваться с венда, но именно на рубеже рифея и венда в обрамлении Сибирской платформы произошло окончательное формирование системы байкальских складчатых сооружений.

На рис. 4.12 приведено расположение байкалит (700-620 млн. лет) вокруг Сибирской платформы. Восточная конечность платформы не была подвержена данным преобразованиям, там формировались комплексы пассивных окраин.

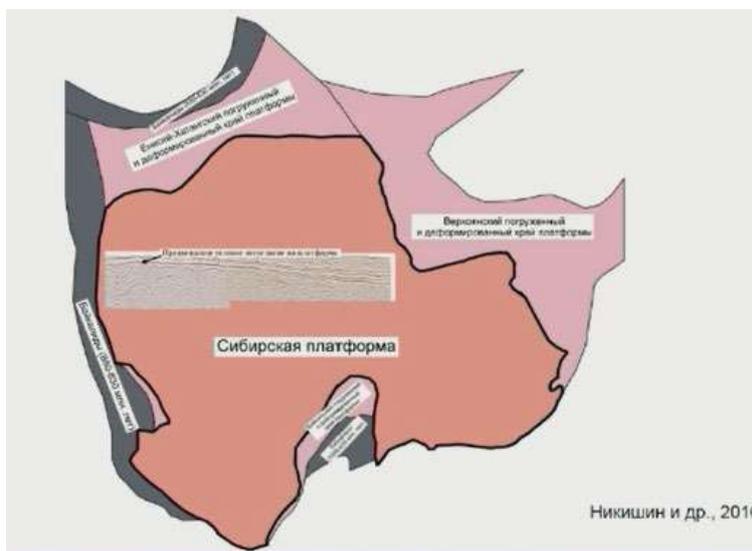


Рис. 4.13. Схема расположения байкалит вокруг Сибирской платформы

Плитный мегакомплекс - V-Q

Плитный мегакомплекс начинается с венда и продолжается до сих пор, слагает Лено-Енисейскую плиту. Этот комплекс запечатывает рифейские комплексы, которые представляют собой авлакогены, и более молодые комплексы - отложения от V (юдомий) до MZ и KZ, в основании рифтогенный (авлакогенный) R комплекс.

Структуры: антеклизы, синеклизы, моноклизы (склоны щитов), седловины, впадины.

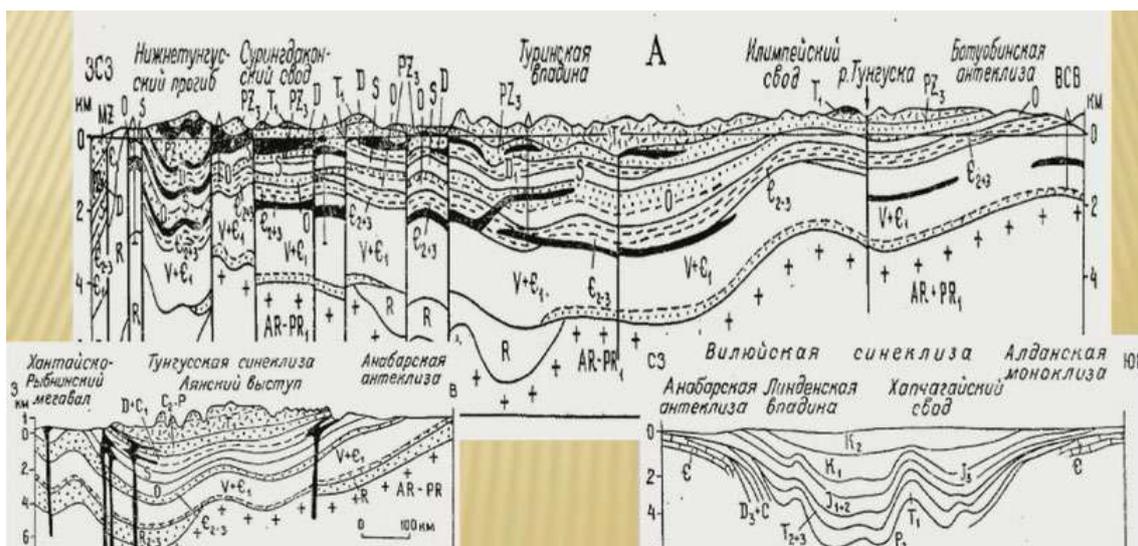


Рис. 4.14. Плитный мегакомплекс - V-Q. Разрез

В соответствии с динамикой развития в обрамлении Сибирской платформы на протяжении всего периода формирования плитный мегакомплекс разделен региональными несогласиями на комплексы:

- Синкаледонский комплекс плитного чехла (V-S). Схоже с ВЕП. Несогласие обусловлено завершением каледонской складчатости на юге (Байкальская складчатая зона)
- Сингерцино-древнекиммерийский (D-T). Так же схож с ВЕП, но более ярко подчеркивается, что этот комплекс включает триас и древнекиммерийские отложения - несогласие обусловлено завершением древнекиммерийской складчатости на севере (Таймыр).
- Синпозднекиммерийский (J-K). Комплекс выделяется, как самостоятельный, поскольку в пределах Верхояно-Чукотской складчатой области произошла позднекиммерийская складчатость, определившая перестройку на Сибирской платформе и несогласие, которое было обусловлено завершением позднекиммерийской складчатости.
- Синальпийский (J-Q) – представлен кайнозоем, занимает небольшую площадь.

Синкаледонский комплекс V-D1

На рис. 4.15 приведены палеогеографические карты, показывающие особенности распространения бассейнов и тех отложений, что накапливались в них. Синкаледонский комплекс имеет важнейшее значение для Сибирской платформы, поскольку во время его накопления происходили эпохи максимального развития морских бассейнов (трансгрессии) в пределах Сибирской платформы, поэтому практически вся Лено-Енисейская плита сложена данным комплексом.

Синкаледонский комплекс начинается с вендских отложений. V (венд или юдомий) – региональное подразделение Сибирской платформы, несогласно залегает на R или более древних образованиях (несогласие обусловлено проявлением в обрамлении Сибирской платформы байкальской складчатости).

V-Sm - мелководные терригенные и терригенно-карбонатные (Ангаро-Ленский прогиб + соленосные отложения, 3 км) – широко распространены при масштабных трансгрессиях. Вместе с тем, на юге Сибирская платформа обрамлялась складчатыми сооружениями, в западной части платформы наблюдались обстановки полуизолированных бассейнов – соленосное осадконакопление. Кембрийский комплекс характеризуется фациальной зональностью с развитием отложений разного состава в разных частях прогиба.

O-S - пестроцветные терригенные отложения + известняки и доломиты, 1-1,5 км. Общий тренд – регрессия, площадь бассейна сокращается. При этом в развитии данного комплекса несогласия также имеются. Несогласия связаны со структурными перестройками.

Смена формаций также обусловлена структурными перестройками в обрамлении платформы.

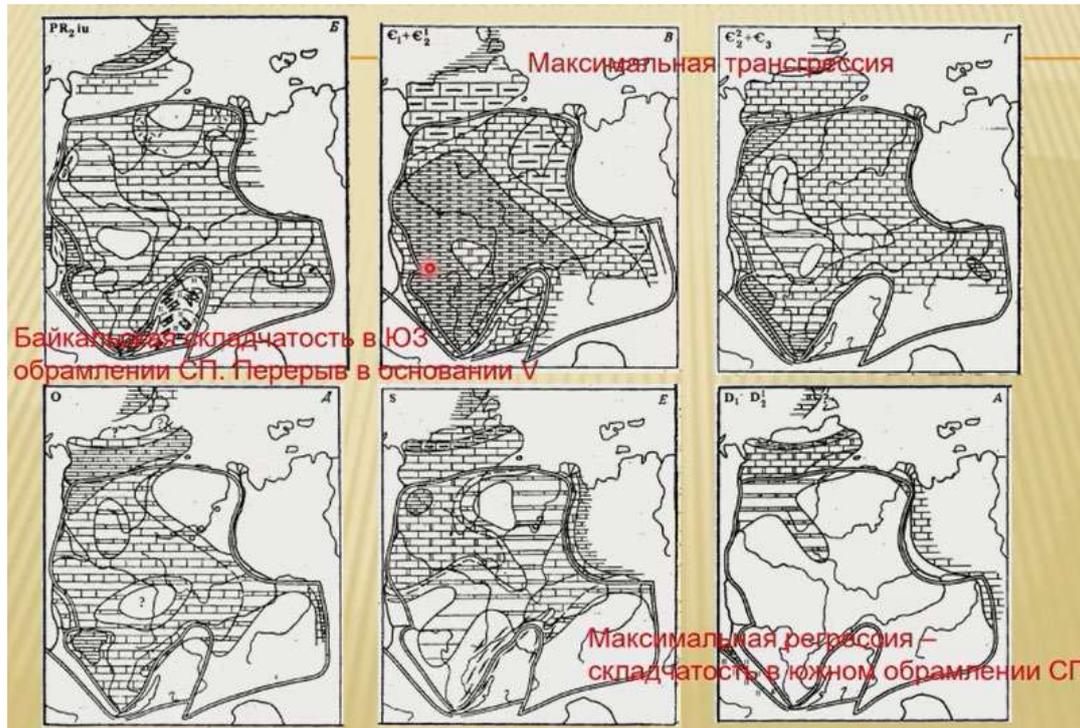


Рис. 4.15. Формирование на Сибирской платформе Синкаледонского комплекса

4.15 Б – формирование складчатости, широко развиты бассейны с карбонатным осадконакоплением.

4.15 В – максимальная трансгрессия, характерная для кембрия. В кембрии Анабарский выступ не существует в виде поднятия, перекрывается морским бассейном, в пределах которого происходит осадконакопление. В нижнем и среднем кембрии наблюдается фациальная изменчивость: западная часть бассейна характеризуется полуизолированным характером и накоплением соленосных толщ; с Анабарского массива на Алдано-Становой щит тянется зона поднятия, определяющая изоляцию бассейна, к востоку возникает бассейн некомпенсированного перегибания, где накапливаются глубоководные отложения.

4.15, Г – в конце кембрия обстановка более спокойная, с западной части начинается регрессия, которая активно развивается далее (4.15, Д) и в силуре (4.15, Е) регрессия становится явно характерной для Сибирской платформы, в обрамлении платформы снова активизируются тектонические процессы, на активной окраине происходит складчатость, затрагивающая чехол Сибирской платформы

4.15, А – в девоне Сибирская платформа осушилась, наступила максимальная регрессия, связанная с очень активными событиями к югу и юго-западу в пределах Урало-Монгольского пояса; на восточной окраине существуют морские бассейны.

Венд V (Юдомий)

В венде практически все структуры Енисейской плиты были сформированы: Байкитская и Невская антеклизы, Ангаро-Ленская ступень, северное крыло АСЦ, склоны Анабарского свода и Туруханской зоны.

В основании залегают конгломераты; преобладание карбонатов. В районе Анабарского поднятия наблюдается магматизм, в южной части присутствуют соленосных отложений. Формируются нефтяные и нефтегазоконденсатные месторождения.

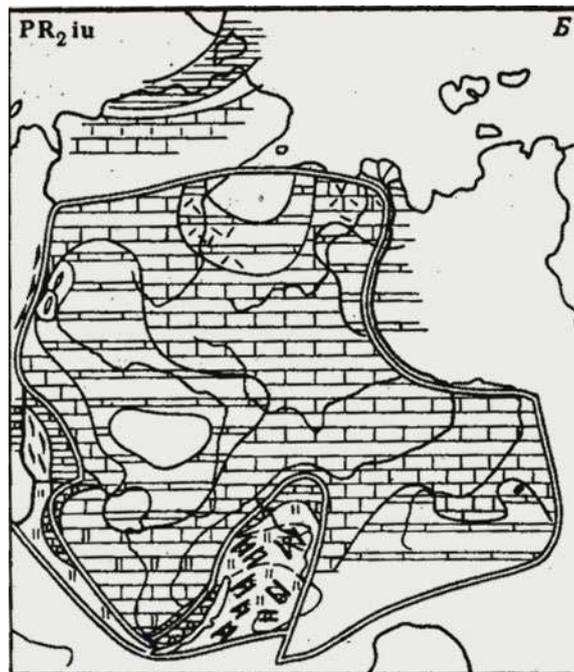


Рис. 4.16. Формирование на Сибирской платформе. Венд V (Юдомий)

На рис. 4.17 показана ситуация, определившая формирование сложного фациального комплекса кембрийских отложений.

В кембрии (См) происходит максимальная трансгрессия, для фаций характерна меридиональная зональность.

- *Лено-Тунгусская зона*: морские и лагунные карбонаты и галогенные (соленосные) отложения;
- *Анабаро-Алданская зона*: биогермы;
- *Юломо-Оленекская зона*: битуминозные карбонаты (Куонамская свита (=доманик ВЕП)).

Усиление поступления терригенного материала с юга и запада со складчатых сооружений Енисейского кряжа и Восточного Саяна.

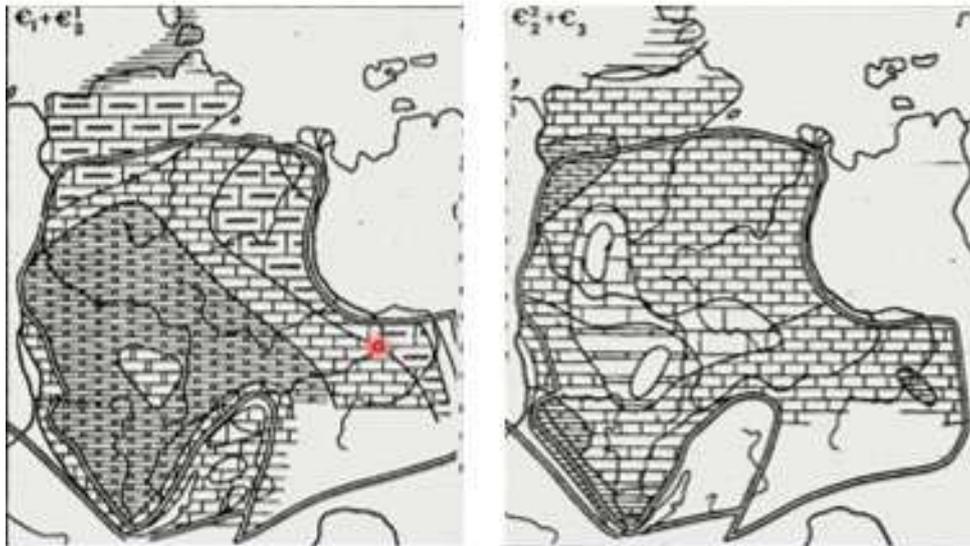


Рис. 4.17. Формирование на Сибирской платформе. Кембрий

На рис. 4.18 показаны обстановки в кембрии. К югу и западу от платформы развивался Палеоазиатский океан, окраина Сибири являлась активной окраиной; были распространены глубоководные битуминозные карбонаты (на ВЕП подобная обстановка наблюдалась в конце девона – начале карбона). На Сибирской платформе главная нефтематеринская толща, которую представляют битуминозные отложения, формировалась в кембрии.

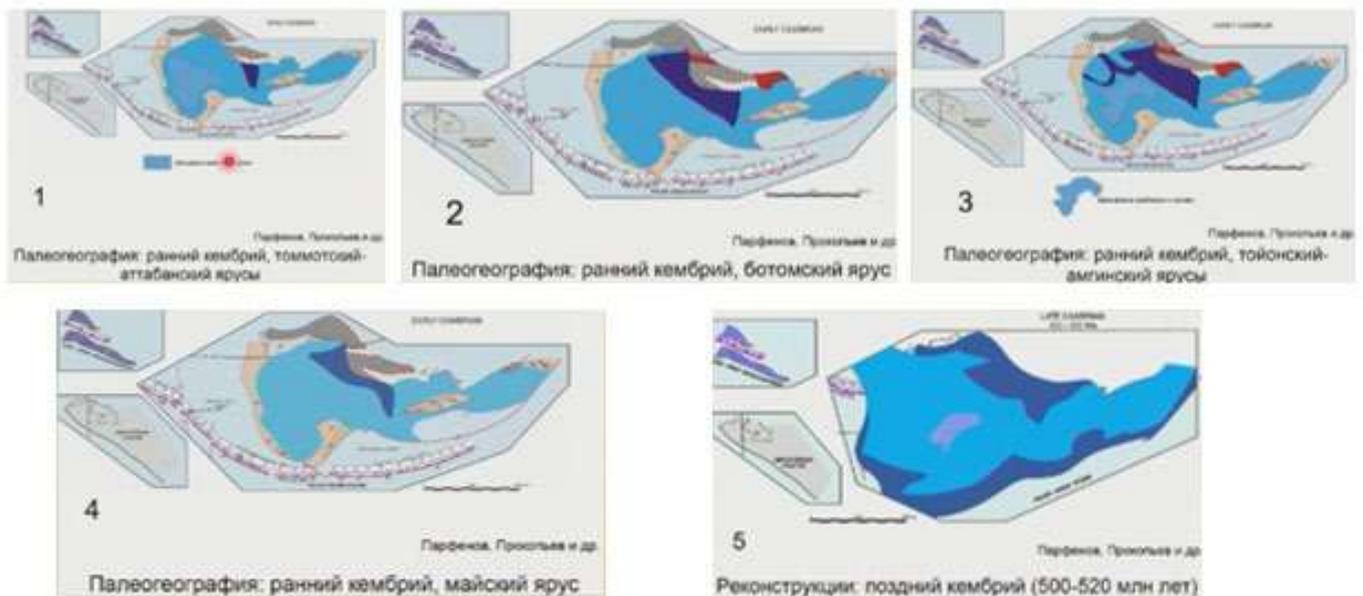


Рис. 4.18. Фазовые обстановки в кембрии

В международной геохронологической шкале в названиях кембрийских ярусов часто используются сибирские названия, поскольку там были сформированы наиболее полные разрезы.

Ордовик (O)

В ордовике началась регрессивная фаза цикла. Для ордовика характерны нормальные морские и лагунные сероцветные и пестроцветные карбонатные, в меньшей мере терригенные и сульфатные толщи.

Появился прообраз Тунгусской синеклизы - бассейн окружен поднятиями с запада, юга и востока.

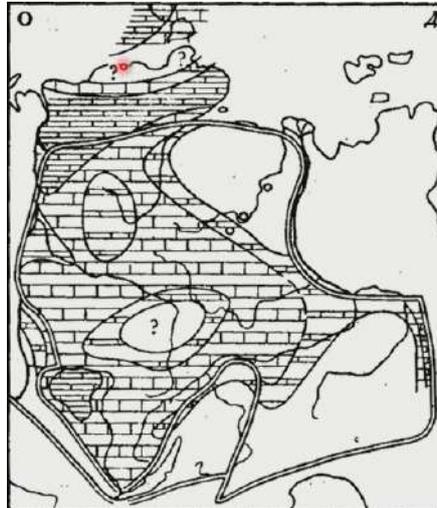


Рис. 4.19. Формирование на Сибирской платформе. Ордовик

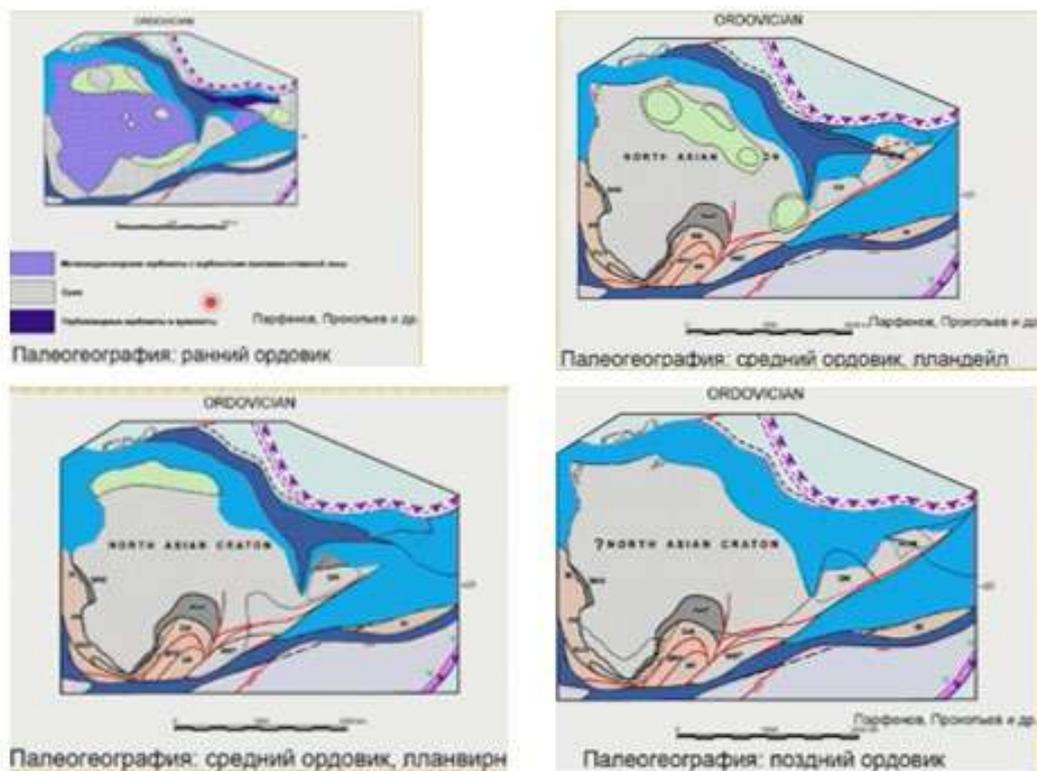


Рис. 4.20. Формирование каледонской складчатости, ордовик

В ордовике была сформирована каледонская складчатость (рис. 4.20) – в это время вокруг Сибирской платформы наращивается система складчатых сооружений. На востоке и в заливе Тихого океана сохраняются глубоководные обстановки. Особенности СП связаны с тем, что по южному обрамлению формируется горная система (рис. 4.21, рис. 4.22). Деформации в ходе формирования складчатости приводят к деформациям чехла Сибирской платформы.

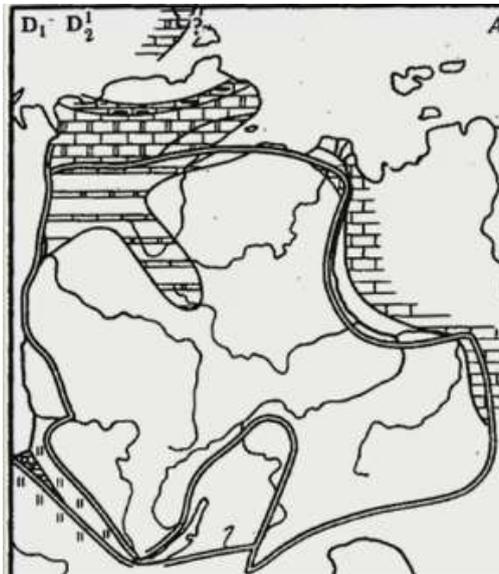


Рис. 4.21. Силур. Мелководные карбонатные, в меньшей степени терригенные отложения, в верхах - сульфатные – крупный седиментационный цикл.

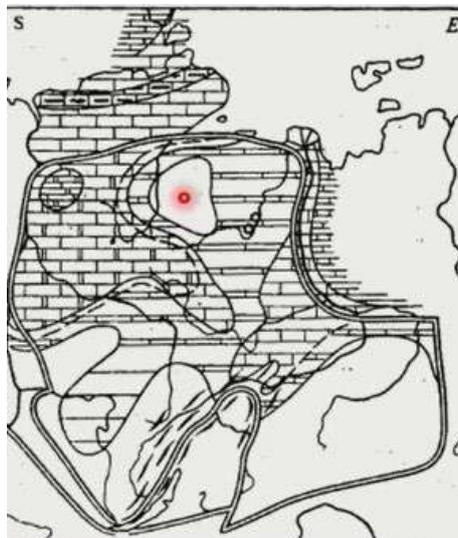


Рис. 4.22. Девон (ранний - начало среднего). Максимальная регрессия.

На рис. 4.23 приведена общая тектоническая схема Синкаледонского комплекса с мощностями накопившихся отложений и разрез, показывающий, что на южной части Сибирской платформы, активно затронутой складчато-надвиговыми деформациями, сформировался чехол синкаледонского комплекса. Это связано с тем, что в кембрийских

отложениях Тунгусской зоны широко развиты соленосные толщи, которые способствовали многочисленным срывам, приведшим к образованию деформаций.

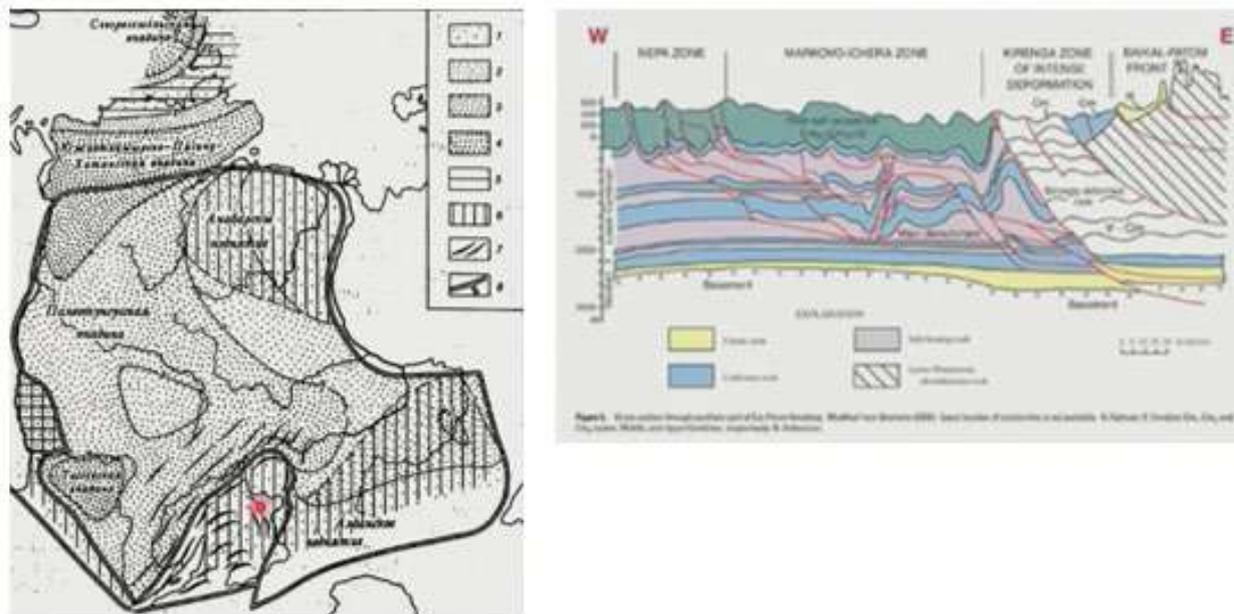


Рис. 4.23. Тектоническая схема синкаледонского комплекса

Формирование Сингерцино- Древнекиммерийского комплекса (D-T)

На этом этапе наиболее активно развивались Тунгусская и Вилюйская синеклизы и соответствующе формировался чехол (рис. 4.24). В конце девона началось активное развитие комплекса чехла, а именно, возродилась Вилюйско-Патомская система, происходил активный вулканизм. Главный рифтогенез происходил в конце карбона – время активных тектонических процессов герцинской эпохи в обрамлении Сибирской платформы. В это время для Тунгусской синеклизы характерна трансгрессия с накоплением карбонатов.

Особым этапом развития на Сибирской платформе является формирование трапповой серии в триасе – платформенный магматизм охватил гигантские территории, трапповые комплексы «дошли» до Таймыра. Сибирская платформа является центром формирования мощной трапповой толщи. Формирование началось с эксплозивных извержений взрывного характера. Были сформированы комплексы субвулканических тел разной морфологии (на рис. 4.24 отмечены черным).

На завершающем этапе прекратился трапповый магматизм, на Таймыре произошло окончательное становление Таймырского орогена. Это произошло в среднем и позднем триасе. Складчатость окончательно смяла траппы, в том числе и те, что распространялись в пределах Таймыра. Практически вся Сибирская платформа стала «пустой», появилась максимальную приподнятость.

С формированием орогена на Таймыре были связаны деформации на платформе – произошли инверсии авлакогенов и становление горстообразных структур.

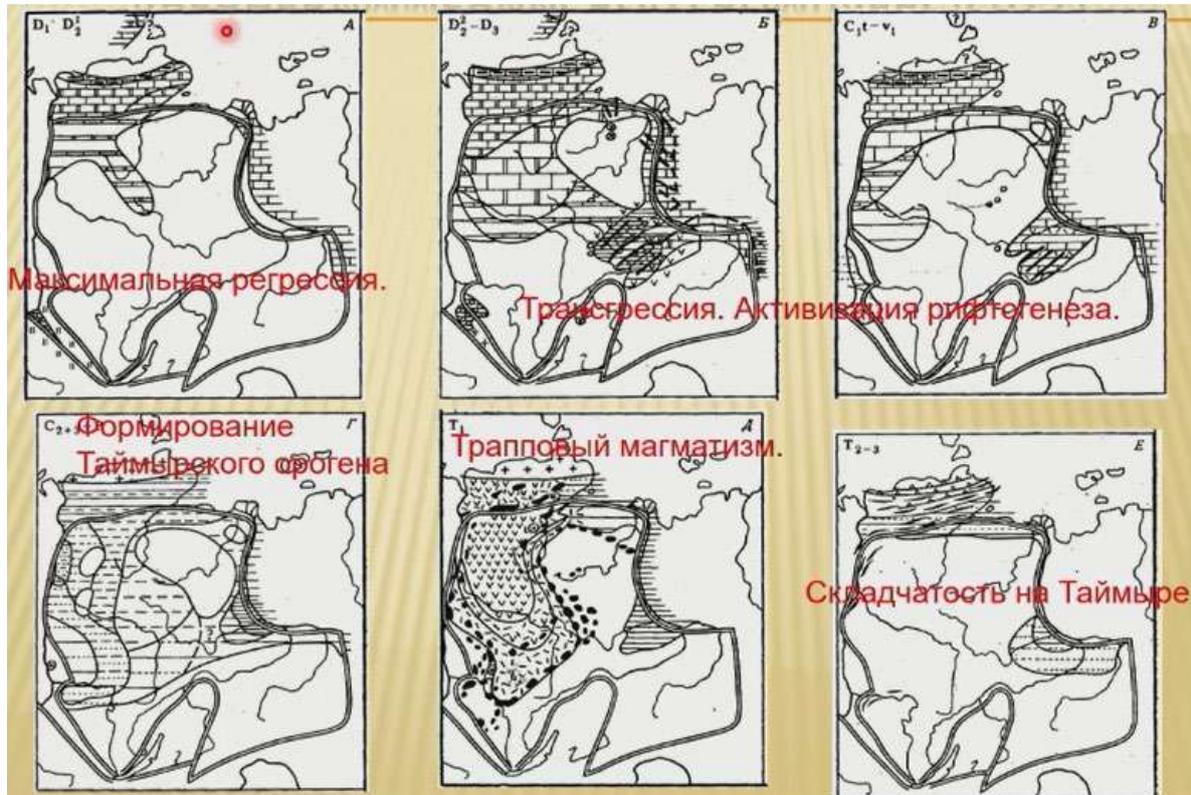


Рис. 4.24. Формирование Сингерцино- Древнекиммерийского комплекса (D-T)

На рис. 4.25 более детально показано, чем были представлены толщи:

- D-C1 - небольшая площадь распространения; Юг - красноцветы, траппы; Север - пестроцветы, карбонатно-терригенные отложения
- D1 - максимальная регрессия
- D2gv-D3 - погружение, структурная перестройка, рифтогенез, вулканизм.

Вилуйский палеорифт - базальтовый вулканизм и соленосные отложения, 5-6 км. Задуговый бассейн.

Вилуйская палеорифтовая система - D3-C1 формировалась в основном в конце девона – начале карбона (рис. 4.26). Это довольно сложная система поднятий (горстов и грабенов). Формированию палеорифтовой системы предшествовало формирование дайкового комплекса. Вероятно, было тройное сочленение – Вилуйский рифт входил в платформу, а в пределах Верхояно-Чукотской области выходили рифты, которые в настоящее время находятся в основании складчатых Верхояно-Чукотских комплексов.

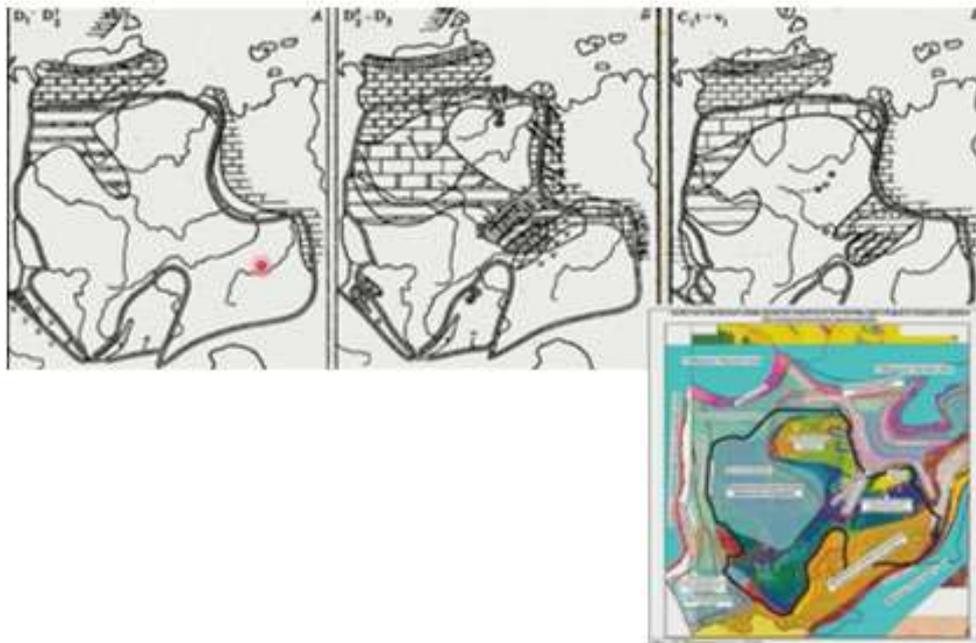


Рис. 4.25. Сингерцино-Древнекиммерийский комплекс D-T

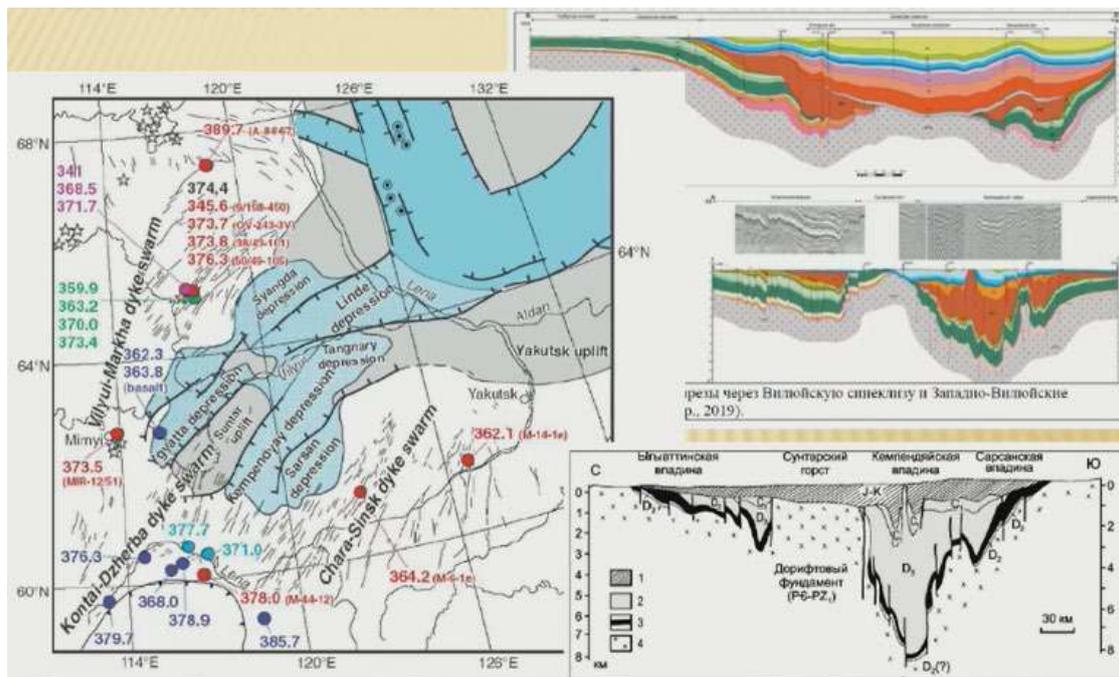


Рис. 4.26. Вилуйская палеорифтовая система - D3-C1

На рис. 4.27 представлено формирование Таймырского коллизионного орогена. На Сибирской платформе отложения карбона и перми выделяется, как тунгусская серия - угленосные лимно-параличические (континентально- морские) *терригенные* отложения C2-P, *практически нет карбонатов*.

Разрез завершается пермскими отложениями – представлен переход от угленосных толщ к красноцветам.

Гумидный климат. В верхах разреза - пестроцветные отложения (аридизация) и появление туфов.

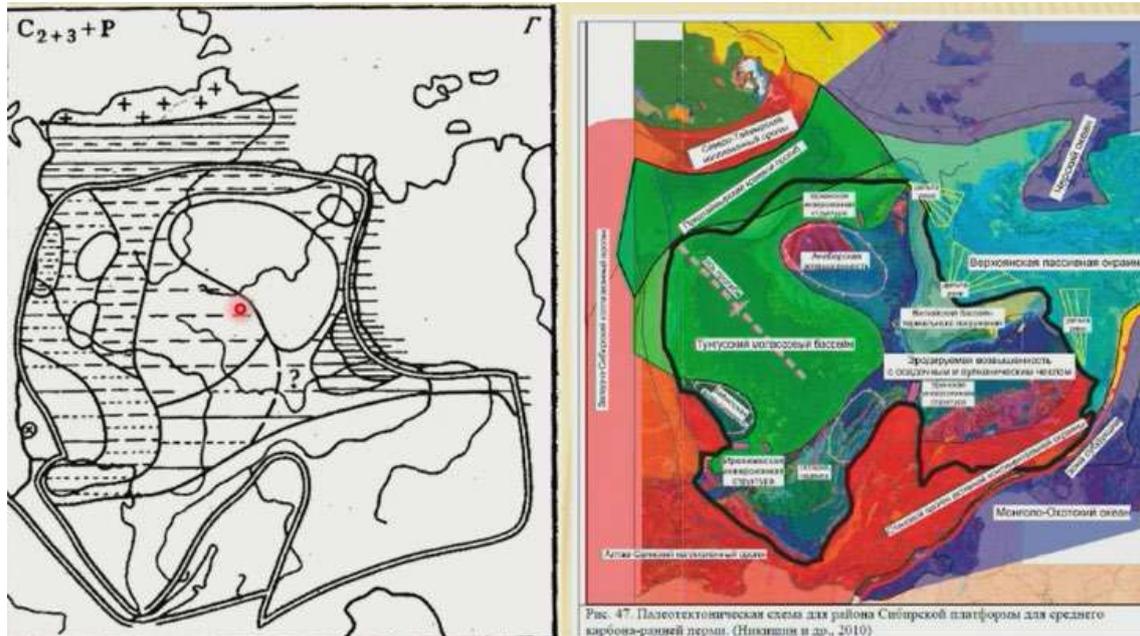


Рис. 4.27. Палеотектоническая схема для С-Р. Формирование Таймырского коллизионного орогена

В триасе формирует трапповая формация - внутриплитный трапповый магматизм:

- Пудоранская серия - трапповые плато-базальты Т1 (3-4 км) (внизу - туфы, сверху - лавы). Дайки, силлы и штоки базальтов.
- В Т2-3 складчатость в Южно-Таймырской зоне

В триасе помимо траппового магматизма формировались кемберлитовые тела. На Сибирской платформе было несколько кемберлитовых образований.

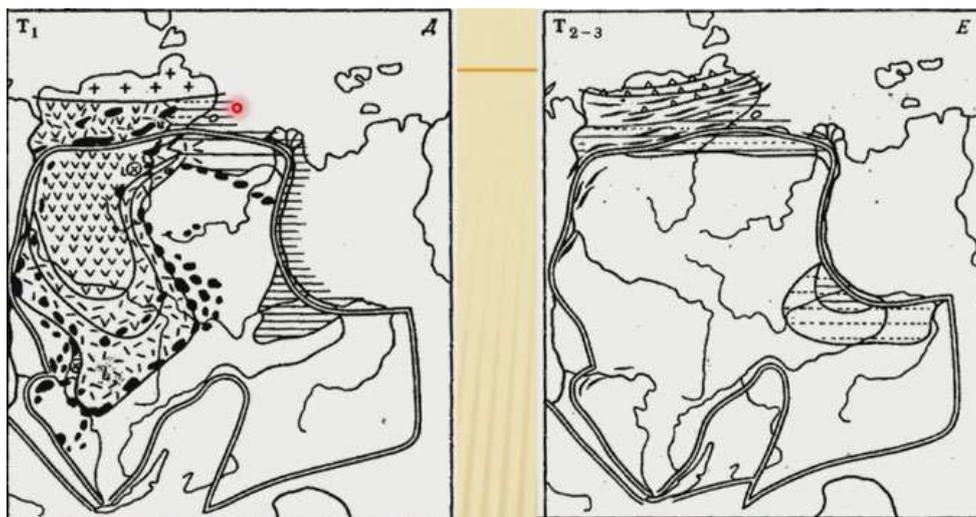


Рис. 4.28. Палеотектонические схемы для Т

На рис. 4. 29 показано распространение траппового комплекса, распространившегося в Сибири и на Таймыре: розовым цветом показаны сибирские траппы Р-Т; зеленым цветом – вулканизм Д.

Показано, что девонский вулканизм, происходивший на Сибирской платформе в Алтай-Саянской области, имел площадной характер траппового; для платформы было характерно развитие Вилуйско-Патойской системы.

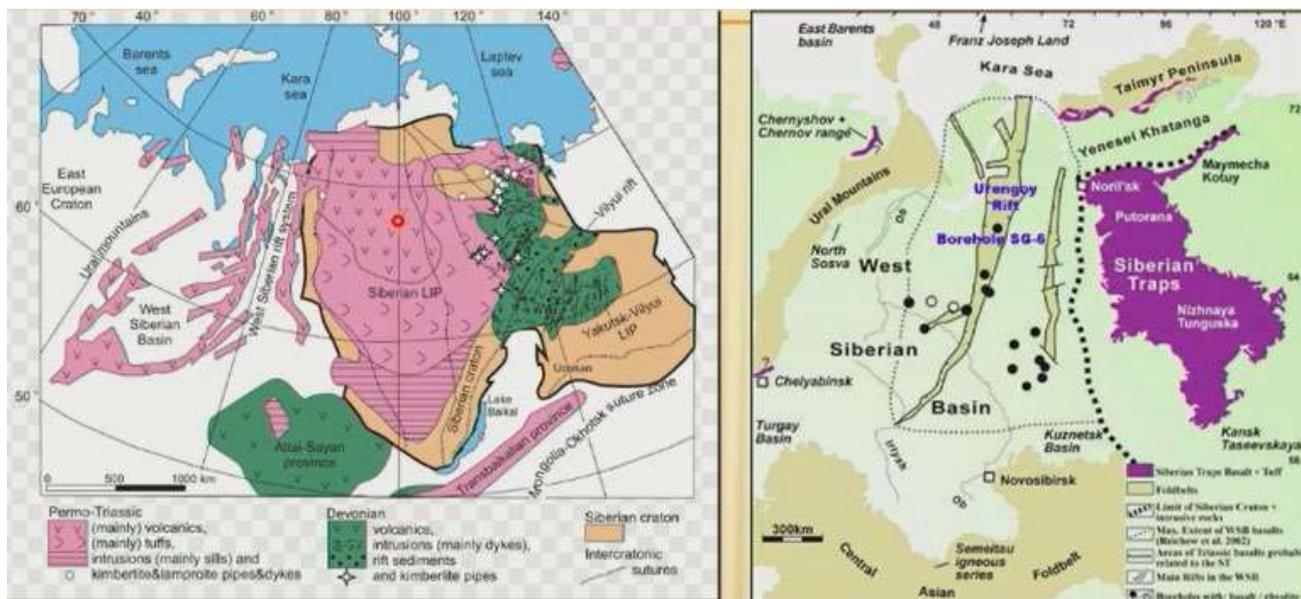


Рис. 4.29. Распространение траппового комплекса

Таким образом, наблюдаем два важнейших этапа развития магматизма на Сибирской платформе: девонский и триасовый. Развитие кимберлитовых тел, проявившихся в девоне и триасе (главные эпохи кимберлитобразования на платформе), показано черным крапом.

Для Сибирской платформы кимберлитовый магматизм был так же характерен в карбоне (С) и мелу (К). Кимберлитовые трубки в диаметре составляют первые километры, на детальной геологической карте показываются внемасштабным знаком (рис. 4.30).

Только палеозойские (девонские) кимберлитовые трубки являются алмазоносными, тогда как триасовые и меловые не содержат в себе алмазов. Самым богатым месторождением алмазов в мире является трубка Мир.

На рис. 4.31 представлена палеотектоническая схема итогового развития на этом этапе. Можно видеть, что более всего проявились Тунгусская синеклиза, Вилуйско-Патомская система и Таймырская область:

- Главные структуры: Тунгусская синеклиза, Вилуйская палеорифтовая система.

- Формирование Таймырского коллизийного орогена. На востоке океанические бассейны, на восточном краю платформы - пассивная окраина.

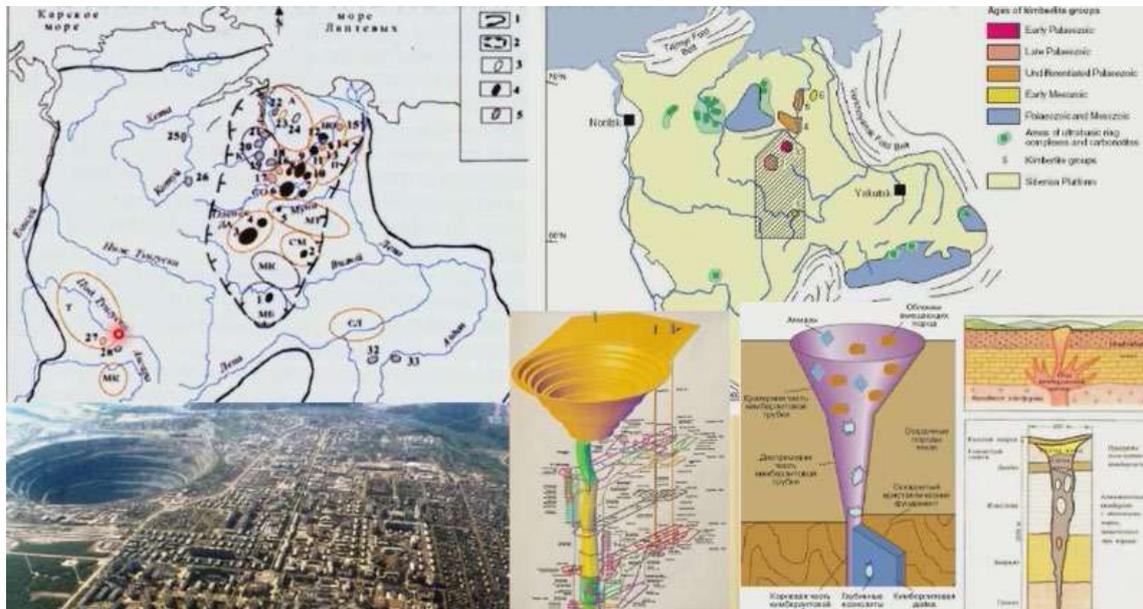


Рис. 4.30. Кимберлитовый магматизм

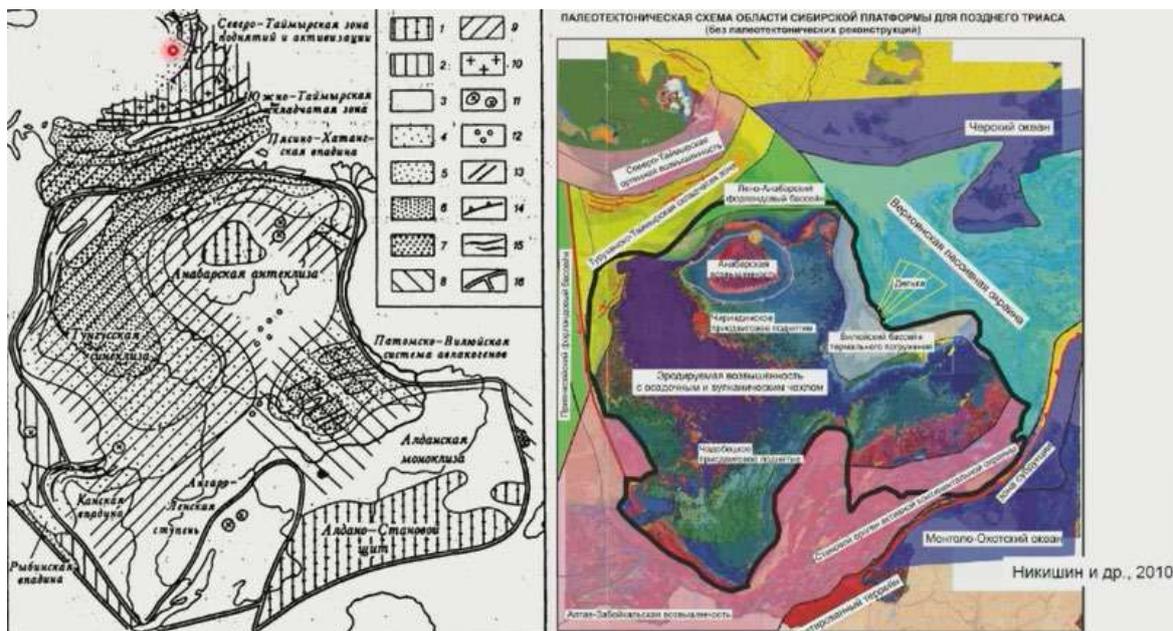


Рис. 4.31. Палеотектоническая схема Герцино-Древнекиммерийского комплекса Сибирской платформы

Синпозднекиммерийский комплекс (J-K)

В данный комплекс входят отложения Юры и Мела. Юрские отложения абсолютно несогласно ложатся на разновозрастные (триасовые, пермские и т.д.)

палеозойские отложения, образуя самостоятельный комплекс (рис. 4.32). Так происходит вплоть до отложения меловых толщ.

Область распространения комплекса не велика – северные и восточные окраины Сибирской платформы; формирование Верхояно-Чукотской складчатой области происходило в конце юры-начале мела, и к этому времени вся платформа уже была максимально приподнята, и только восточная часть перед фронтом Верхояно-Чукотского складчатого сооружения развивалась, как краевой прогиб, от которого на платформе частично распространился бассейн.

Комплекс представлен в основном континентальными, реже морскими песчано-глинистыми угленосными отложениями мощностью более 4,5 км.

На рис. 4.32 также показано, что изначально происходит рифтогенез, к югу Забайкало-Охотская зона продолжает формирование на стадии океанического бассейна, а на активной окраине (в тылу) формируются рифтогенные структуры (рис. 4.32, А), продолжающие развиваться в поздней юре (рис. 4.32, Б).

На рис. 4.32, В Алдано-Становой щит становится активной окраиной Забайкало-Охотского океана, на которой происходят процессы кислого магматизма – формируется мощный вулканоплутонический пояс. Далее, в условиях сжатия, происходят тектонические деформации – надвижки (рис. 4.32, Г).

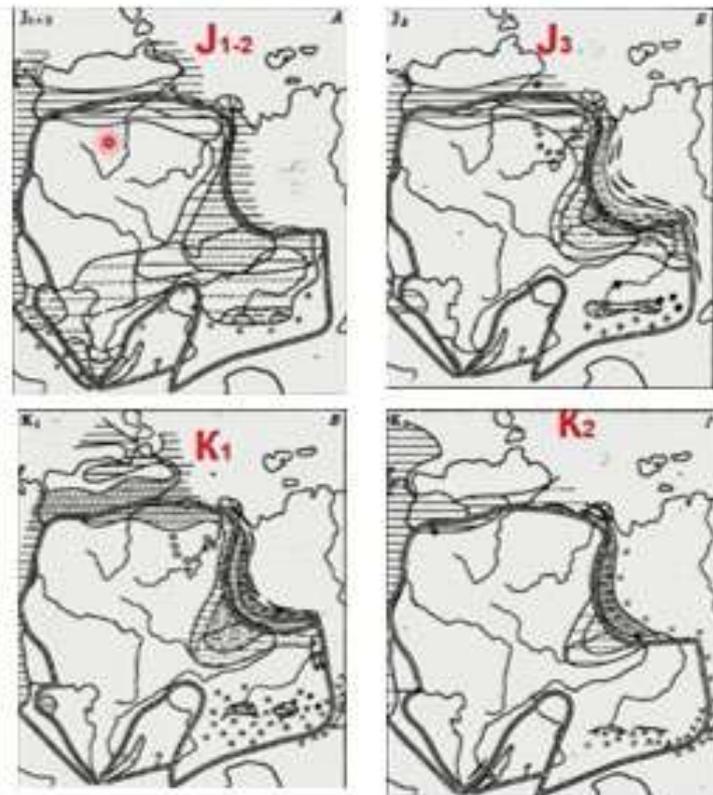


Рис. 4.32. Синпозднекимммерийский комплекс (J-K)

На рис. 4.33. приведена палеотектоническая схема Позднекеммерийского комплекса. Сибирская платформа обрамляется складчатыми системами позднекеммерийского возраста. Основная зона осадконакопления была связана с Вилуйской синеклизой:

- На востоке - формирование Верхояно-Чукотской складчатой области
- На юге - активная окраина Монголо-Охотского океана - тектономагматическая активизация Станового мегаблока Алдано-Становом щите

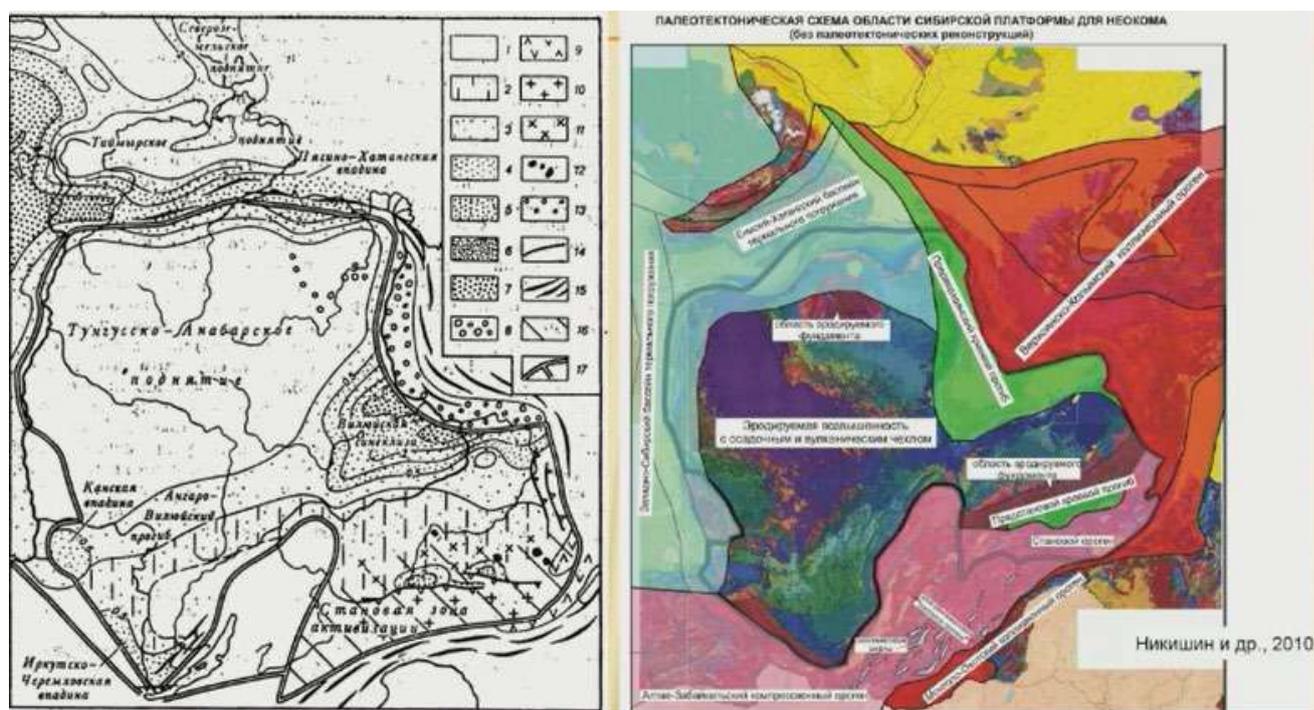


Рис. 4.33. Палеотектоническая схема Позднекеммерийского комплекса

Кайнозойский комплекс

Комплекс представлен кайнозойскими отложениями – Нижнеалданская впадина, Прибайкальская впадина (рис. 4.34). В условиях, где практически вся платформа является континентом внутренней части, отложения являются континентальными.

Звездочкой изображена Попигайская астроблема. В неоген-четвертичное время горные системы охватываются континентальными оледенениями. В южной части центр оледенения оказывает влияние на Сибирскую платформу – формируется внутриконтинентальная Байкальская рифтовая зона:

- Разлит локально
- Континентальные отложения, коры выветривания, ледниковые образования (плато Путорана, Таймыр)
- Внутриконтинентальный рифтогенез - Байкальская рифтовая система.

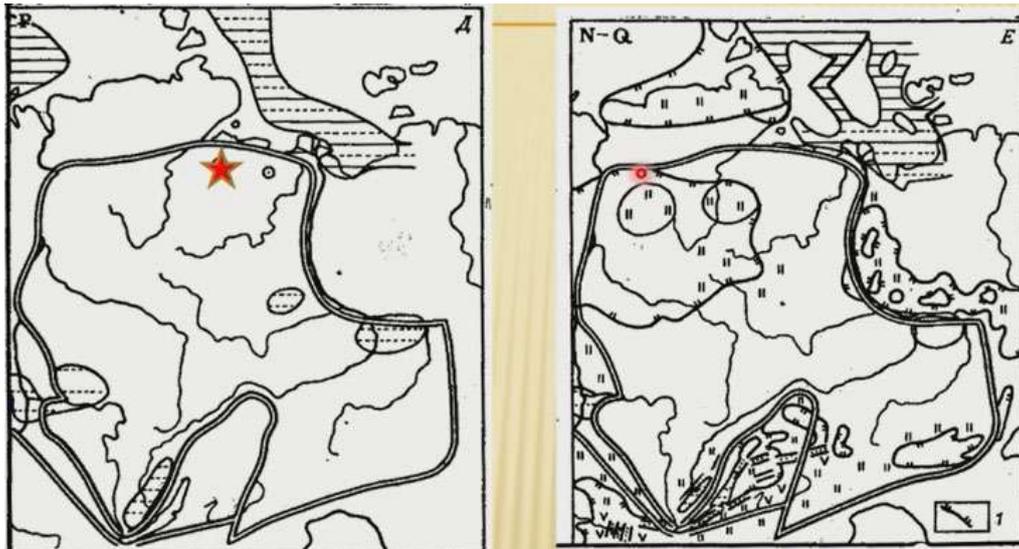


Рис. 4.34. Кайнозойский комплекс

Попигайская астроблема

Представляет собой крупную кольцевую структуру (рис. 4.35). Образовалась она относительно недавно (40 млн лет). Астроблема сформировалась в результате падения крупного космического тела в северную часть Анабарского массива. Имеет главную крупную отрицательную структуру.

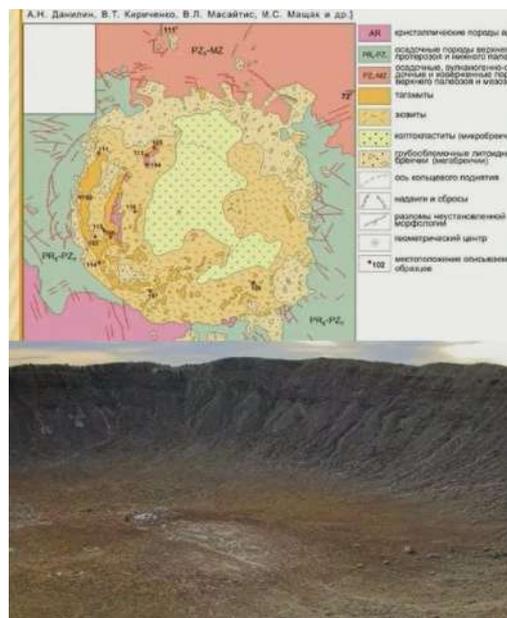


Рис. 4.35. Попигайская астроблема

Представляет собой продукты механического ударного разрушения (коптогенный комплекс) – аллогенные или аллохтонные брекчии, и импактиты – продукты ударного плавления мощностью до 2 км.

Поппайская астроблема представляет собой крупнейшее месторождение импактных алмазов в мире. Таким образом, на Сибирской платформе имеются два уникальных месторождения алмазов (Трубка Мир).

4.6. Полезные ископаемые Сибирской платформы

На рис. 4.36 представлена карта распространения полезных ископаемых на Сибирской платформе. Комплекс Лено-Енисейской плиты включает нефтегазоносные и угленосные подкомплексы:

- Синкаледонский комплекс – нефтегазоносные отложения
- Сингерцино-древнекимерийский комплекс – угленосные карбон-пермские отложения
- Позднекимерийский комплекс – угленосные юрско-меловые отложения

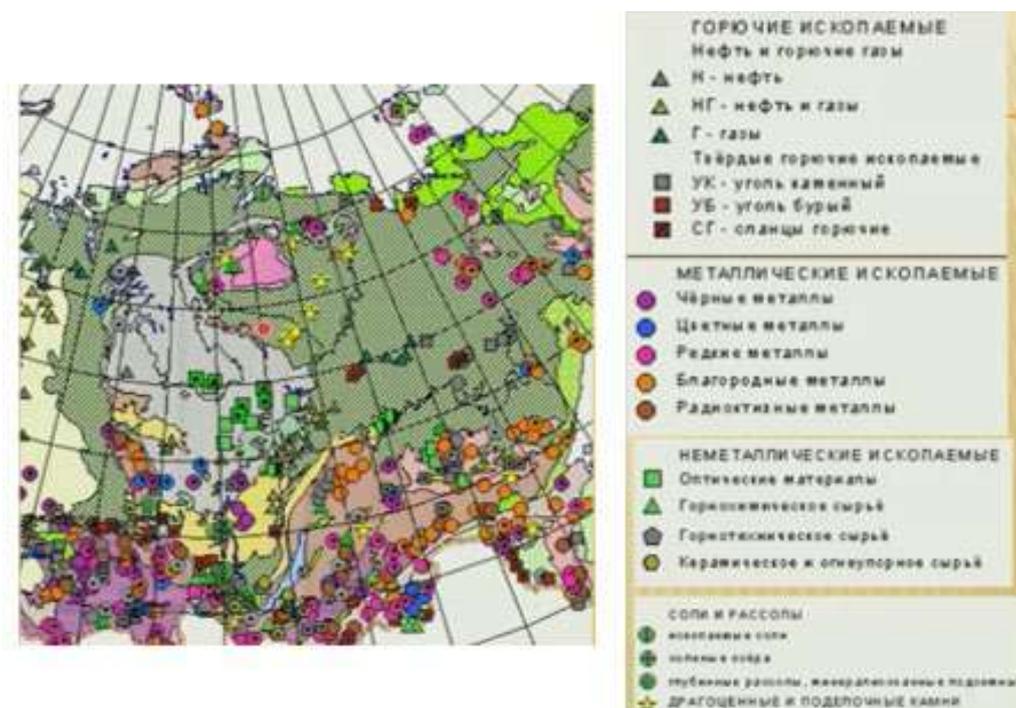


Рис. 4.36. Полезные ископаемые Сибирской платформы

Нефтегазоносные провинции

На рис. 4.37 приведены нефтегазоносные провинции

Лено-Тунгусская: нефтегазоносны R, V и Cm. Главные месторождения тяготеют к Непско-Ботуобинской и Байкитской антеклизам.

Енисей-Хатангская и Лено-Вилюйская: газоносны P2, T, J и K.

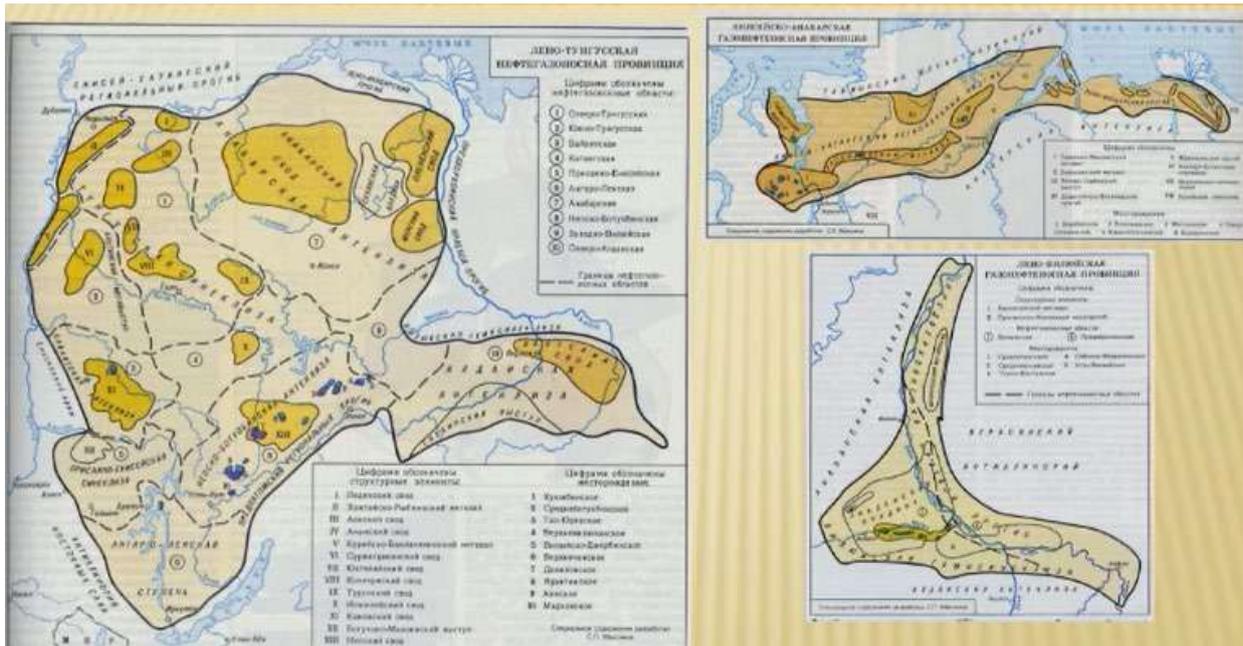


Рис. 4.37. Нефтегазоносные провинции

Угольные бассейны

На рис. 4.38 показано распространение угольных бассейнов на Сибирской платформе:

- **Тунгусский** (бассейн-гигант) (свыше 2 трлн.т): С2.3-Р (основные запасы), J (бурые угли), P_g. Сформировались высококачественные угли под термическим воздействием
- **Ленский** - J, K и N.
- **Южно-Якутский** - J-K (каменные угли).
- **Иркутский** - J.
- **Канско-Ачинский** - J.

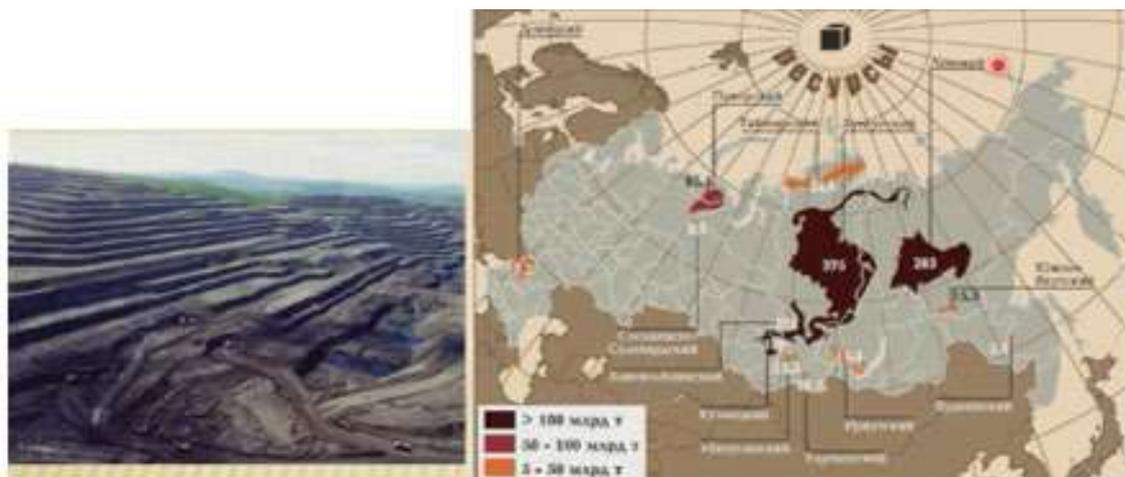


Рис. 4.38. Угольные бассейны

Металлические ископаемые Сибирской платформы

- **Железо:** в AR гнейсах и железистых кварцитах Алдано-Станового щита (АСЩ). В контактах с Т интрузивами основного состава и базальтовыми эксплозивными трубками Тунгусской синеклизы.
- **Титаномагнетит** - в Т интрузивах Маймеча-Котуйского района.
- **Медь-никель** базит-гипербазитовых Т интрузивов - Норильск, Талнах.
- **Медь** - медистые песчаники PR Удоканского месторождения. Нефелин щелочно-ульроосновных массивов Уджинского и Котуйского авлакогенов.
- **Алюминий** - бокситоносные К-Рg коры выветривания (Приенисейская и Прибайкальская зоны).
- **Золото** – коренное и рассыпное – Алданский мегаблок

Другое:

- **Соль** - галит, сильвин – Ст Иркутского амфитеатра; D - Лено-Хатангская впадина (Нордвикские купопа), Кемпендяйский грабен.
- **Алмазы** - PZ кимберлитовые трубки; импактные алмазы Попигайского кратера

Лекция 5. Байкальское обрамление древних платформ

5.1. Тектоническое районирование Северной Евразии

На рис. 5.1 показаны области, сформировавшиеся к концу позднего протерозоя. Обрамление древних платформ представлены байкалидами с добайкальскими массивами, местами байкальской складчатой системой. Значительная часть перекрыта плотным чехлом.

На карте целевые области обозначены сиреневым цветом, примыкают к ВЕП и Сибирской платформе.

На протяжении всей истории характерно проявление процессов рифтогенеза пассивных окраин или задуговых областей активных окраин.

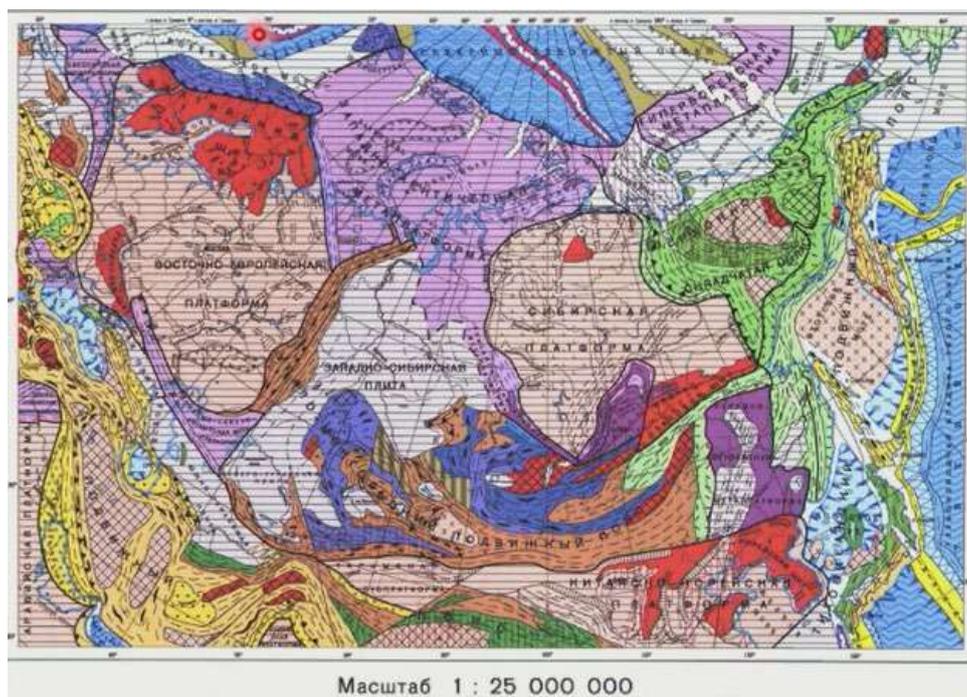


Рис. 5.1. Тектоническое районирование Северной Евразии

Восточно-Европейская платформа

На рис. 5.2 видно, что многоугольник ВЕП в угловых частях соприкасается с целевыми областями разной площади:

- Север: Печоро-Баренцевоморская область
- Юг: Донецко-Северо-Устюртская и Среднеевропейская области

По картам видно, что особенностью этих областей является то, что это «Угловые» структуры при «схождении» складчатых поясов.

На геологической карте видно, что акватория Баренцева моря, в основном, сложена меловыми отложениями. Для них характерны плотные чехлы.

Области, расположенные на западе и на юго-востоке так же в основном перекрыты кайнозойскими толщами.

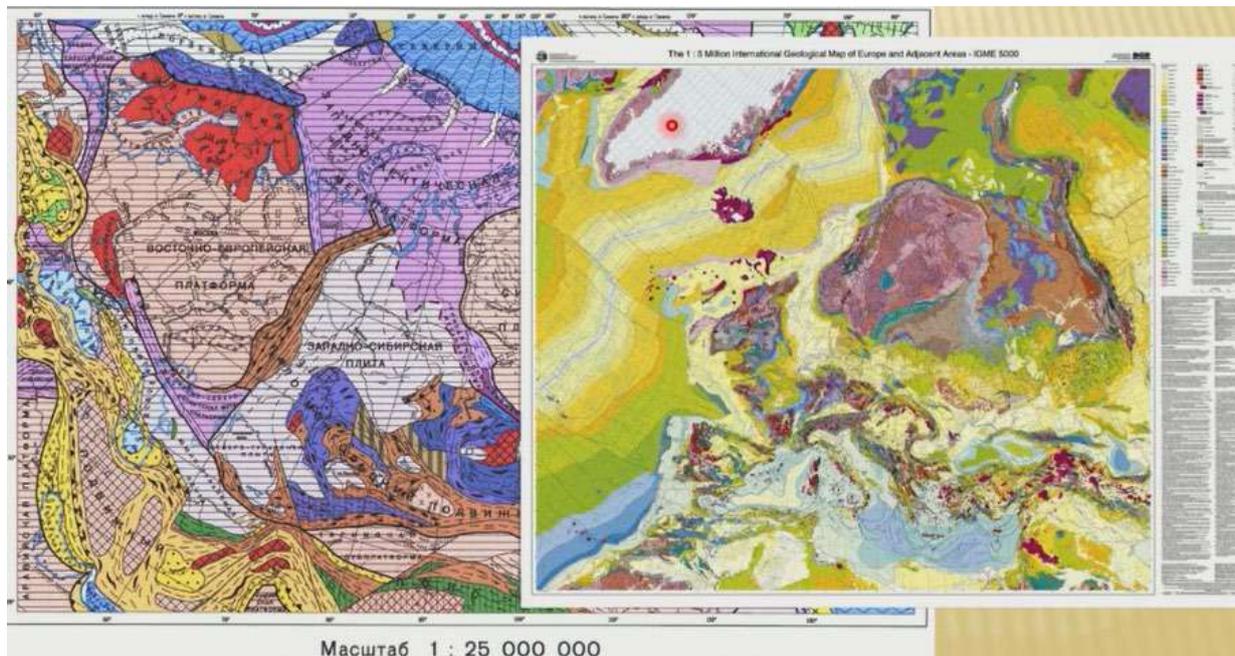


Рис. 5.2. Тектоническое районирование Северной Евразии

На рис.5.3 представлена Печоро-Баренцевоморская область, находящаяся на акватории Баренцева моря, но эта область продолжается и на континент, занимает Печорскую синеклизу и складчатое сооружение Тиманского кряжа.

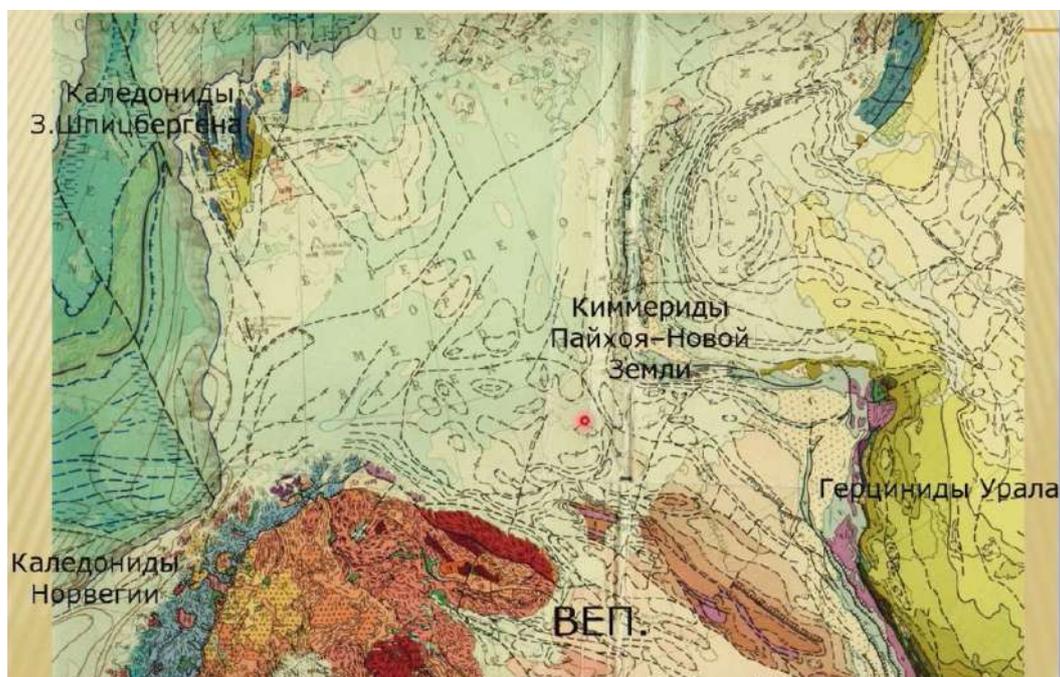


Рис. 5.3. Печоро-Баренцевоморская Область

На рис. 5.4 представлены геологическая и тектоническая карты. На севере наблюдается граница с Северным Ледовитым океаном, непосредственно, со структурой глубоководной океанической впадины.

Печоро-Баренцевоморская область делится на две части:

- Юг - Тимано-Печорская - эпибайкальская (R3/V) плита (перекрыта чехлом, структура, сформировавшаяся к концу позднего протерозоя)
- Север - Баренцевоморская (Свальбардская) - эпигренвильская (R2/R3) плита – более древняя, чем Байкальская. В эту область также входит Земля Франца Иосифа - трапы К (меловые) платформенного происхождения.

Здесь же на границе из акваторий Северного Ледовитого океана входят рифтовые структуры:

- Современные рифты: Франц-Виктория, рифт Св. Анны
- Обрамление: на западе каледониды (Шпицбергена); на востоке ранние киммериды (Пайхой-Новая Земля); на юге - ВЕП

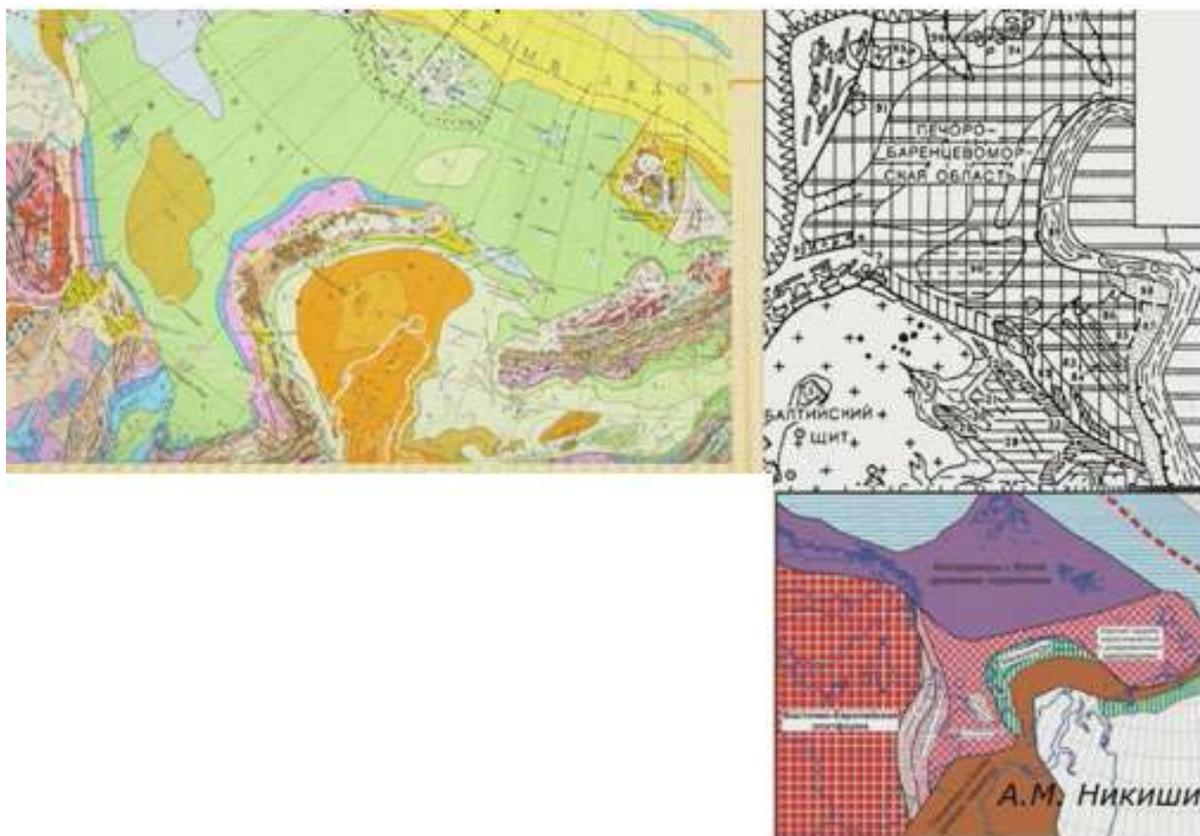


Рис. 5.4. Геологическая и тектоническая карта

Тимано-Печорская Эпибайкальская плита (Тимано-Печорский бассейн)

На рис. 5.6 показана Тимано-Печорская Эпибайкальская плита (Тимано-Печорский бассейн).

Структурные элементы: Тимано-Канинская складчатая зона – примыкает к ВЕП, в пределах Баренцева моря продолжается погребенным сооружением; Печорская синеклиза (бассейн) с валами над авлакогенами – выделяется развитием мезозойских комплексов;

Обрамление: на востоке к этой области подходят Полярно-Уральское и Пайхойское сооружения; от Тимано-Печорской плиты отделяется краевыми прогибами.

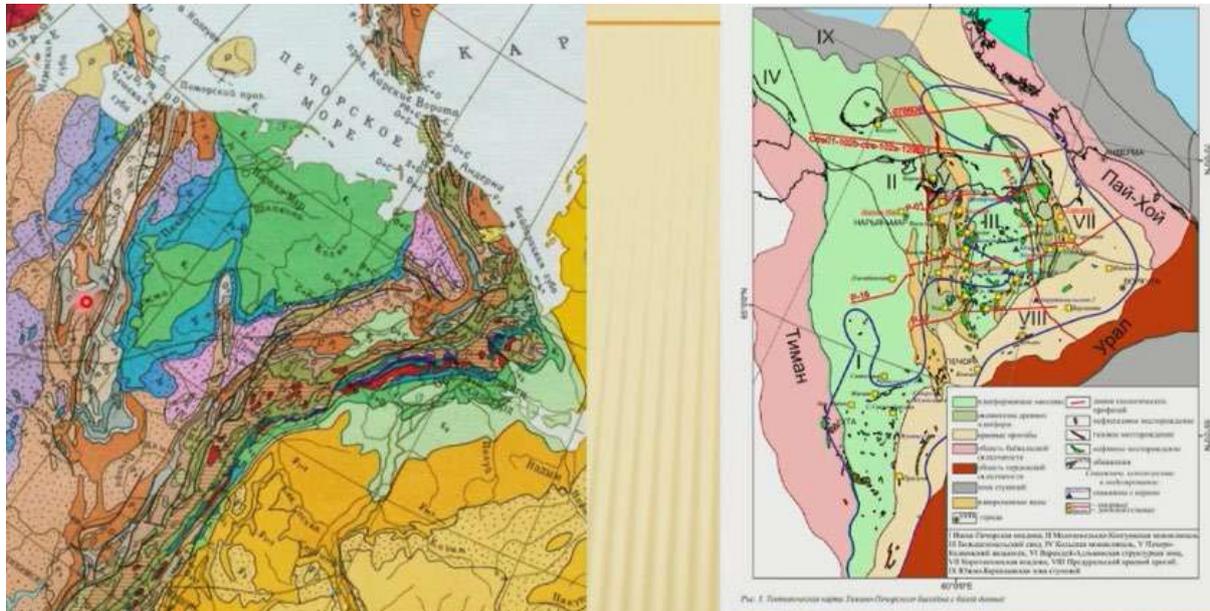


Рис. 5.5. Тимано-Печорская Эпибайкальская плита (Тимано-Печорский бассейн)

Фундамент слагается байкалидами (R-V); выходит в ядрах антиклиналей из-под более молодых PZ отложений. Эпибайкальский чехол деформирован, но в отдельных участках на поверхность выходят протерозойские комплексы – складчатый фундамент байкальского возраста (рис. 5.6).

Канин-Тиманская складчатая зона (п-ова Рыбачий, Варангер и Канин, Тиманский кряж) - складчатая система. Расположена на границе с ВЕП. Платформа представлена частью Русской плиты. Общий чехол развивался на древней платформе и на Байкальском складчатом основании, представлен палеозойскими и мезозойскими отложениями.

Комплексы складчатых структур являются либо осадочными, либо вулканогено-осадочными. Со стороны древних платформ преобладают осадочные комплексы, деформированные в байкальскую эпоху, развивавшиеся на континентальной окраине ВЕП.

СЗ простираения на границе с ВЕП- R-V отложения пассивной окраины и континентального склона ВЕП до 10 км, включающие интрузивы основного и ультраосновного состава, местами - гранитоиды.

В складчатом сооружении Тимано-Канинской гряды в осадочных комплексах присутствуют интрузивные тела основного и ультраосновного состава, что указывает на наличие рифтогенного прогиба.

Значительная часть зон байкалидов складывается древними добайкальскими массивами (конец протерозоя) – в условиях рифтогенеза континентальная окраина растягивалась, от нее отдалялись части добайкальской континентальной коры (возможно, куски ВЕП). К концу протерозоя в этой области произошла складчатость с причленением систем массивов, произошло формирование области, сопровождавшееся гранитоидными магматизмом.

Часть Печорской синеклизы (Большеземельская тундра) - до байкальских массив (микроконтинент) с кислыми вулканитами и гранитоидами и с красноцветной V-См мелассой.

Современные исследования показывают, что структура байкальского основания довольно сложная, признаются процессы не только чистого рифтогенеза, но формирование островодужной системы, микроконтинентальных блоков.

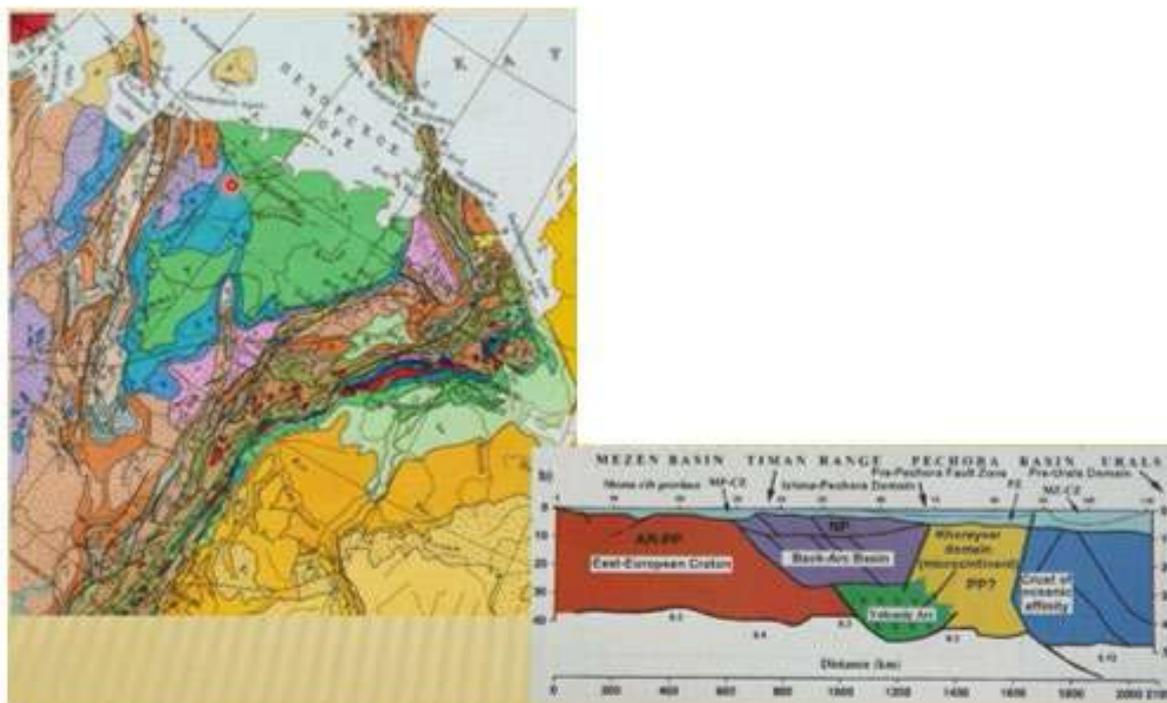


Рис. 5.6. Тимано-Печорская Эпибайкальская плита (Тимано-Печорский бассейн)

Байкальский комплекс характеризуется R отложениями и простой линейно-складчатой структурой, местами нарушенной надвигами в сторону платформы (рис. 5.7); Слагается габброидами, гранитоидами, щелочными породами R3-V и С. Местами нарушен пологими надвигами со смещением масс к юго-западу.

В OS эта зона представляла собой зону поднятий; начало формирование чехла, находящегося на большей части Тиманской гряды, начинается с девона: D - базальтовый

вулканизм. Далее в ДС началось общее погружение. Так началось формирование сингерцинского комплекса (общий чехол ВЕП и Тимано-Печорской области – сингерцинский).

Современная структура - платформенный антиклинорий. На СЗ перекрыт покровами каледонид Норвегии.

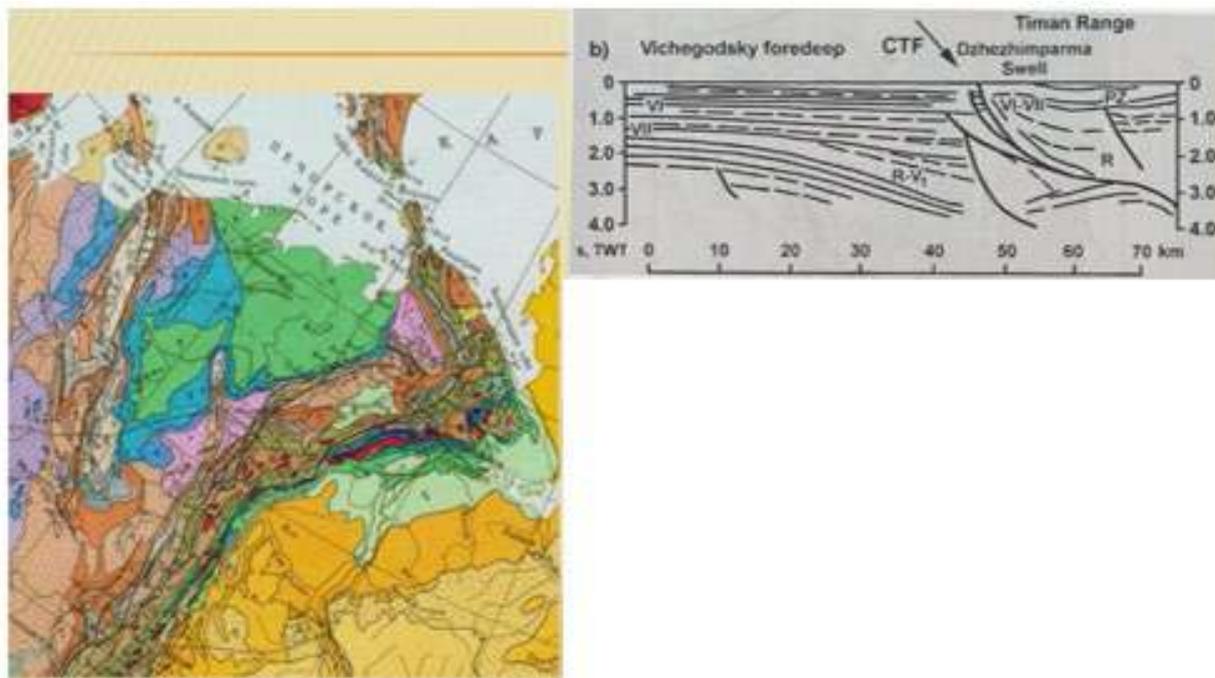


Рис. 5.7. Строение складчатого сооружения Тиманского края

Строение Печорской синеклизы

Синеклиза распространена на территории континента и продолжается на акватории. В отличие от поднятия Тиманского края, чехол синеклизы представлен не только палеозойскими образованиями, но и мезозойскими: отложения O-S, D2-P, T, J2-K1 и Q.

Характерна структурная зональность СЗ простираения, связанная с авлакогенами, испытавшими инверсию. Структуры возникли на стадии формирования пассивной континентальной окраины, в процессе растяжения закладывались рифтогенные прогибы.

В приуральском направлении увеличивается мощность синкаледонского комплекса (рис. 5.8); сингерцинский комплекс в нижней части разреза однообразный, в восточной части появляется резкое преобладание пермских отложений – плита перекрывается предуральским краевым прогибом. Фундамент - байкальский и забайкальский.

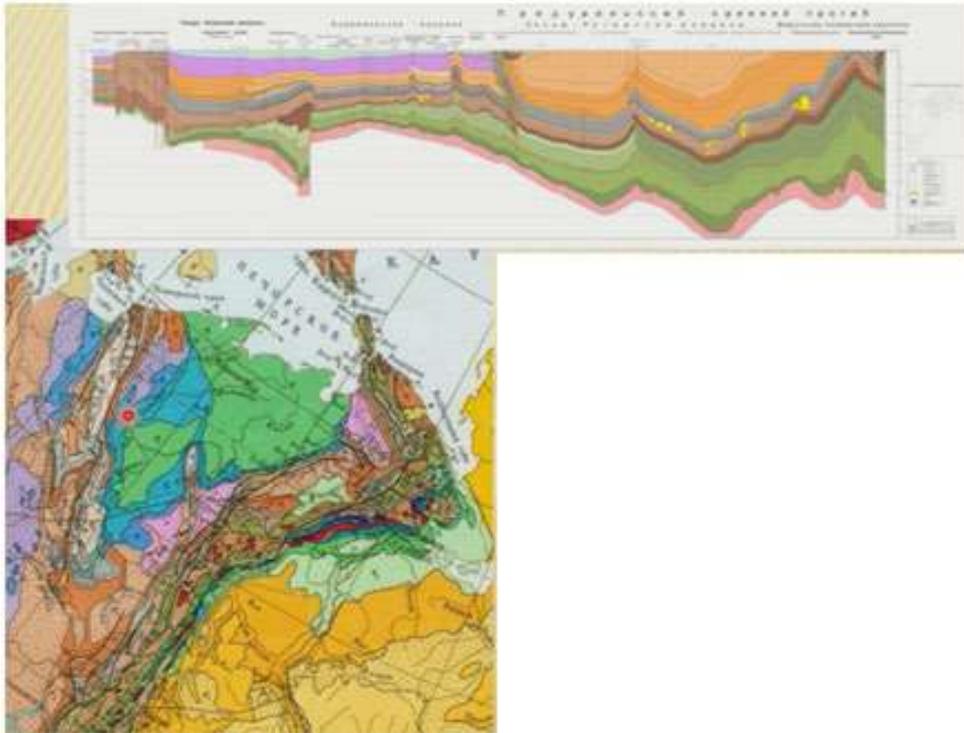


Рис. 5.8. Строение Печорской синеклизы

Чехол Тимано-Печорской плиты

По составу породы чехла Печорской плиты разделяются следующим образом:

Каледонский цикл - синкаледонский комплекс:

- O1-2 - терригенная формация (песчано-глинистые породы).
- O3-D1 - карбонатная формация (известняки) – при максимуме трансгрессии. В девоне происходит перестройка и переход к сингерцинскому комплексу.

Герцинский цикл - сингерцинский комплекс:

- D2-D3fr - терригенная формация - активное развитие авлакогенов, базальтовый вулканизм.
- D3fr-C1t - терригенно-карбонатная формация с рифами.
- C1v - угленосно-терригенные отложения.
- C2-3 - карбонатная формация – максимум трансгрессии.
- P – полное изменение обстановки из-за появления Байкальского складчатого сооружения: карбонаты, ангидриты, красноцветы. Инверсионные деформации. В это время формируется складчатое сооружение Тиманского кряжа по деформациям чехла.
- T - базальтовый вулканизм, разломообразование, осушение.

Морская часть: возрастает мощность D-P-T.

Свальбардская плита

Северная часть Печоро-Баренцевоморской области рассматривается, как Свальбардская плита. Гренвилльский фундамент (R2/R3, добайкальский) сформировался после формирования фундамента древних платформ (рис. 4.9).

Рифтогенные трог – особенность области. Троги протягиваются вдоль Пайхой-Новоземельской зоны в акватории Баренцева моря:

- Восточно-Баренцевоморский (СВ), чехол до 20 км D-6-8 км (рифтинг); С-Р-1 км, Р2-Т-6-8 км (рифтинг)), сокращение мощности коры. Разрез насыщен К1 силлами основных магматитов - траппы.
- Южно-Баренцевоморский трог - Варангерский грабен (СЗ), чехол 8- 14 км (РZ-К) и Нордкапский грабен (СВ) - чехол до 13-16 км (D?-Pg) (С-Р эвапориты – соляная тектоника), уменьшение мощности

В трогах (грабенах) значительно увеличивается мощность чехла. Помимо увеличенной мощности осадков, в трогах сильно растянута континентальная кора – наблюдаются все признаки рифтогенеза.

В этих структурах в карбоне и перми формировались соленосные толщи, характерно проявление соляной тектоники.

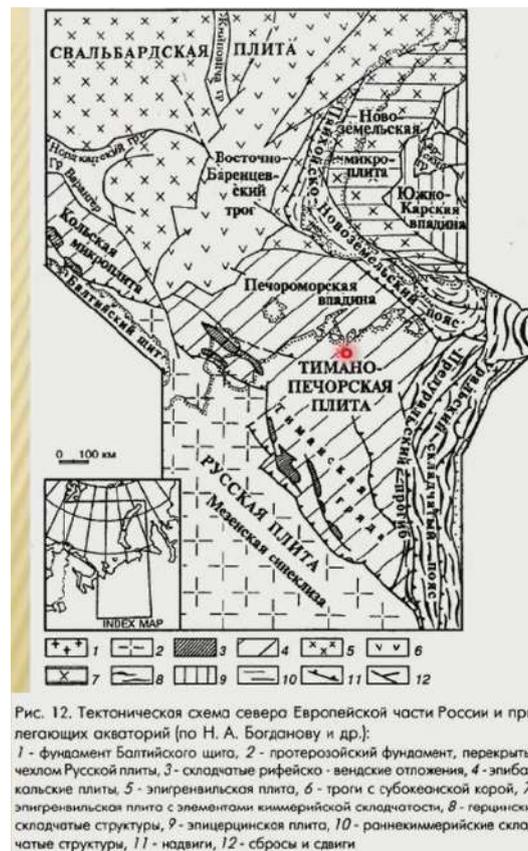


Рис. 5.9. Свальбардская плита

Чехол Баренцевоморской области

Наиболее мощные участки чехла Баренцевоморской области показаны сиреневым на рис 5.10. По составу чехол соответствует чехлу Печорской синеклизы.

Состав отложений, слагающих чехол:

- Cm-S - мелководные морские карбонатные и терригенно-карбонатные осадки.
- D - красноцветная моласса (обломочные толщи)
- C-P - эвапоритовая (соленосная) формация - единый чехол.
- T-J - континентальная и морская терригенная толща – резкое изменение характера осадконакопления.
- K1 - терригенные и терригенно-карбонатные отложения с вулканитами основного состава – фиксируется новая перестройка, связанная с близким расположением глубоководной впадины и началом развития спрединговых процессов.

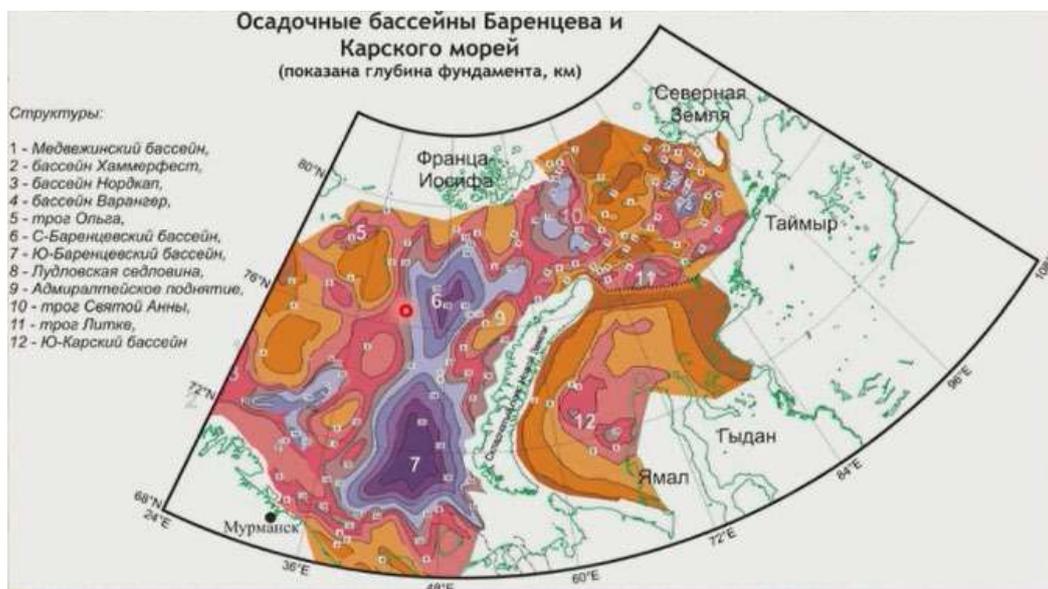


Рис. 5.10. Чехол Баренцевоморской области

Геолого-геофизические разрезы через Баренцево море

На рис. 5.11 представлены геолого-геофизические разрезы через Баренцево море. Демонстрируется распределение разновозрастных отложений. Мощность платформенного чехла максимальна в Южно-Баренцевской впадине, где утонен гранитно-метаморфический слой, минимальна на Северо-Баренцевском поднятии, совпадающим с древним массивом.

Геофизические данные показывают утонение континентальной коры в трогах, где представлены наиболее мощные осадочные комплексы чехла.

На рис. 5.12 приведено распределение рифтовых структур в пределах Печоро-Баренцевоморской области – система продольных структур СЗ и СВ простирания.

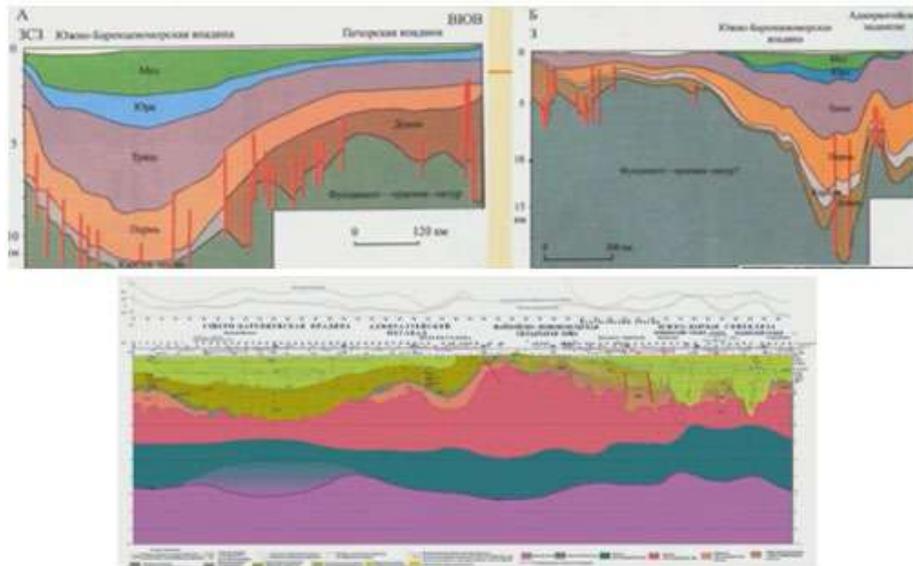


Рис. 5.11. Геолого-геофизические разрезы через Баренцево море

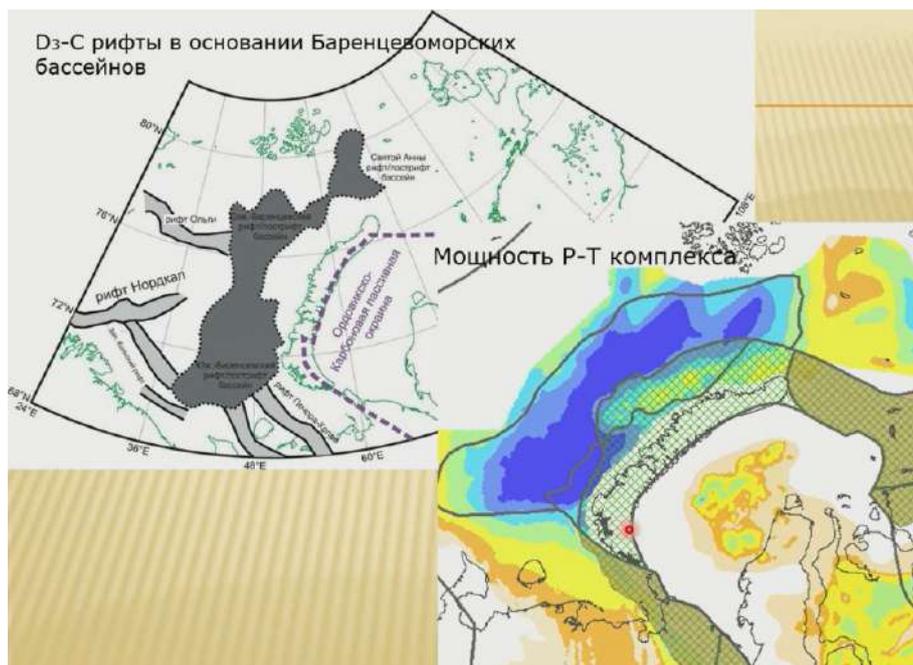


Рис. 5.12. Распределение рифтовых структур в пределах Печоро-Баренцевоморской области

На рис. 5.13 приведена интерпретация регионального сейсмического профиля через Северо-Баренцевский и Южно-Карский бассейны. Складчатый пояс Новой Земли ограничивает Северобаренцевоморскую часть бассейна.

Особенностью этих областей является единая континентальная кора – не позднее, чем концу протерозоя, она была целиком сформирована.

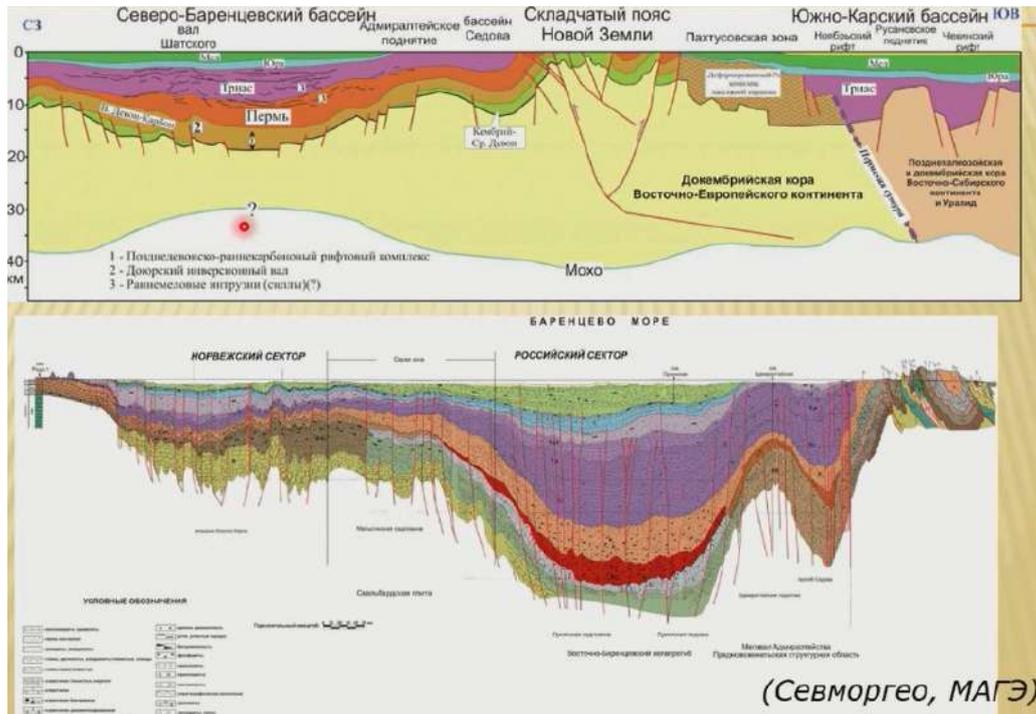


Рис. 5.13. Интерпретация регионального сейсмического профиля через Северо-Баренцевский и Южно-Карский бассейны

Полезные ископаемые

В континентальной части область является нефтегазоносной провинцией (рис. 5.14). Также там встречаются угленосные бассейны.

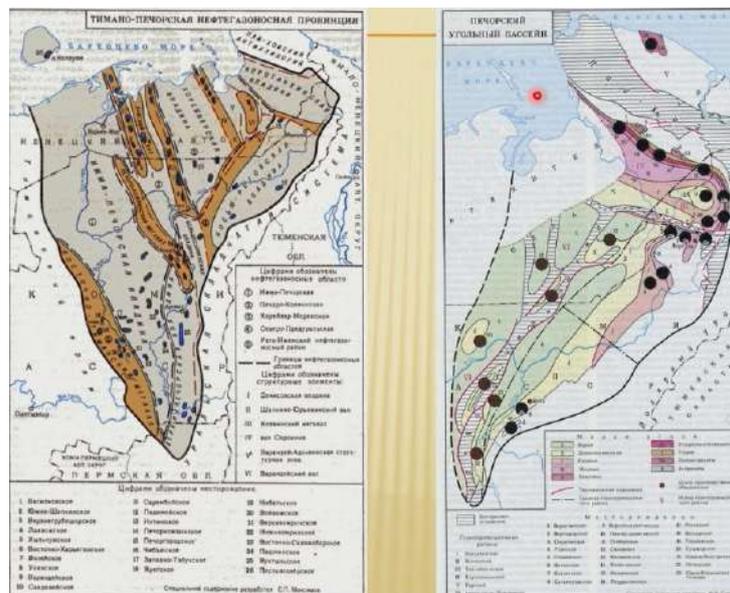


Рис. 5.14. Распределение полезных ископаемых

Донецко-Северо-Устьюртская область включает несколько элементов (рис. 5.17):

- Герцинские внутрикратонное складчатое сооружение Донбаса (представлено деформированными девон-карбонowymi толщами) с продолжением в виде погребенного кряжа Карпинского – Промысловская зона, включающая множество нефтегазоносных толщ.
- Южно-Эмбинская перикратонная складчатая зона – выделяется вдоль Прикаспийской синеклизы. К этой же зоне относится Древний Северо-Устьюртский массив
- Южнее - эпигерцинская Скифская плита.

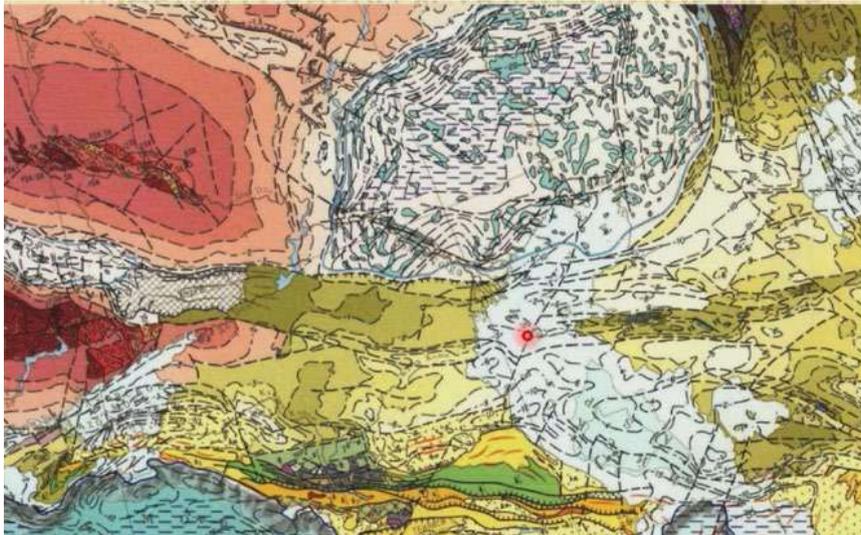


Рис. 5.17. Донецко-Северо-Устьюртская область

На рис. 5.18 приведена геологическая карта Донецкого каменноугольного бассейна. Можно видеть, что широко распространены кайнозойские отложения в южной части ВЕП.

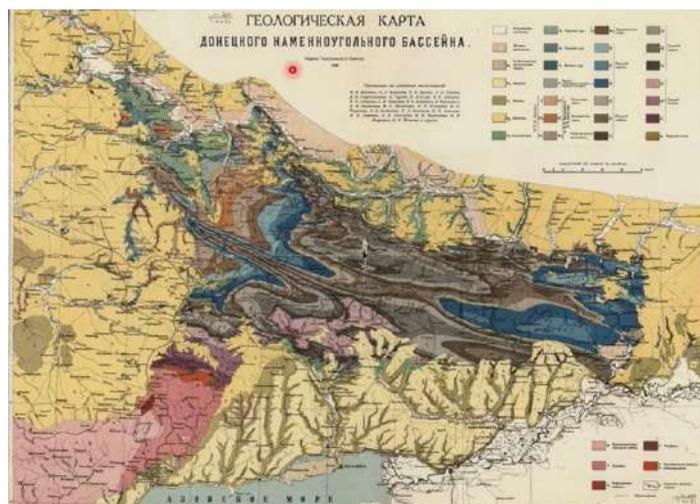


Рис. 5.18. Геологическая карта Донецкого каменноугольного бассейна

Складчатое сооружение Донбасса в разрезе представлено на рис. 5.19. Сооружение обрамляется системами разломов: на севере – Северо-Донецкий разлом, на юге – Манычский разлом. Сооружение представляет собой комплекс деформированных палеозойских отложений, смятых в складки. Развитие происходит на древней континентальной коре.

Герцинское складчатое сооружение Донбасса его погребенное продолжение – внутриконтинентальная складчатая система на древнем (байкальском) континентальном основании.

Границы - разломы: Северо-Донецкий и Манычский

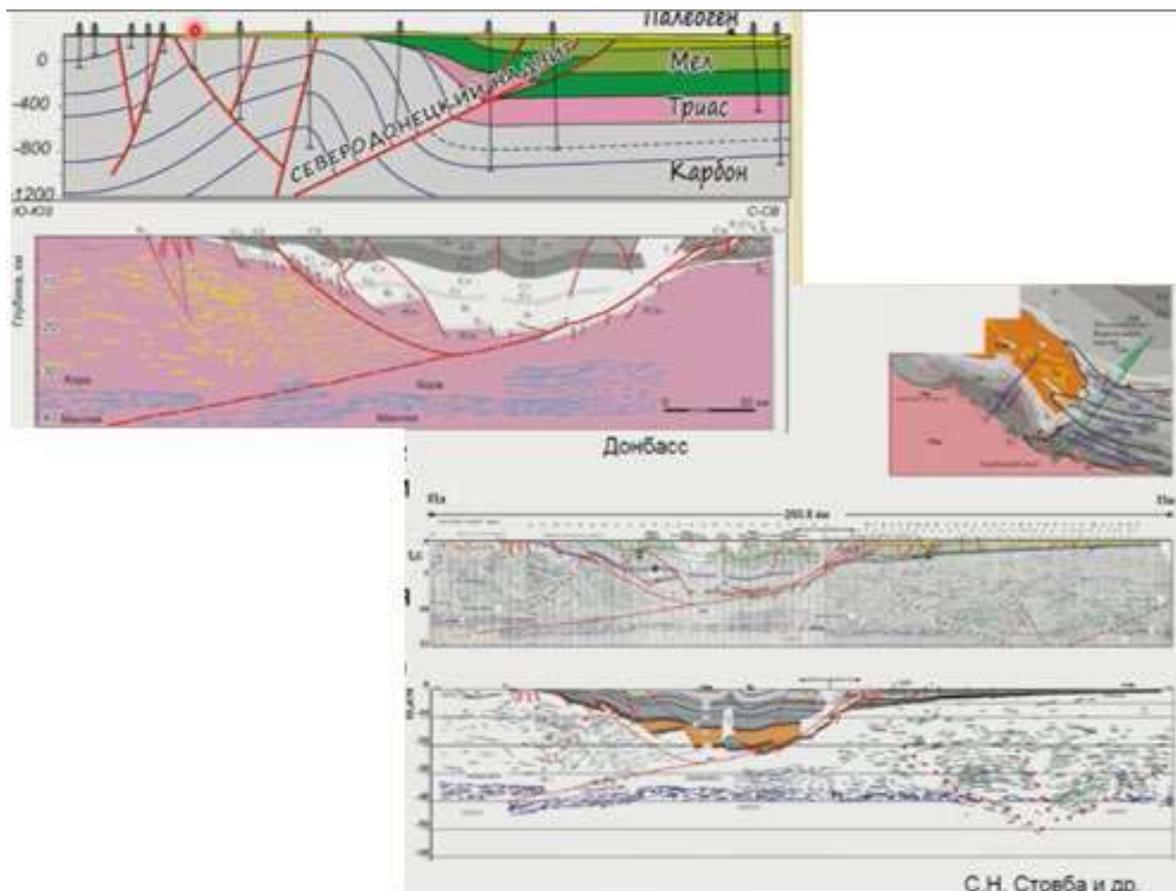


Рис. 5.19. Складчатое сооружение Донбасса

Разрезы Донбасса представлены следующими толщами (рис. 5.20):

- D: терригенно-карбонатные, соленосные и эффузивные породы (до 5 км) – свидетельство интенсивного растяжения и рифтогенеза.
- С: известняки, песчаники и сланцы с прослоями угля (до 18 км)
- Р: медистые песчаники, известняково-доломитовые, соленосные и красноцветные песчано-глинистые отложения (более 2 км).
- МZ: континентальные, лагунные и морские отложения несогласно на РZ.

- KZ: пески, глины, мергели, опоки, прослой бурого угля.

Иногда осадочные породы прорваны интрузиями кислого и основного состава D3, P-T и J возраста – подтверждения прохождения активных процессов растяжения.

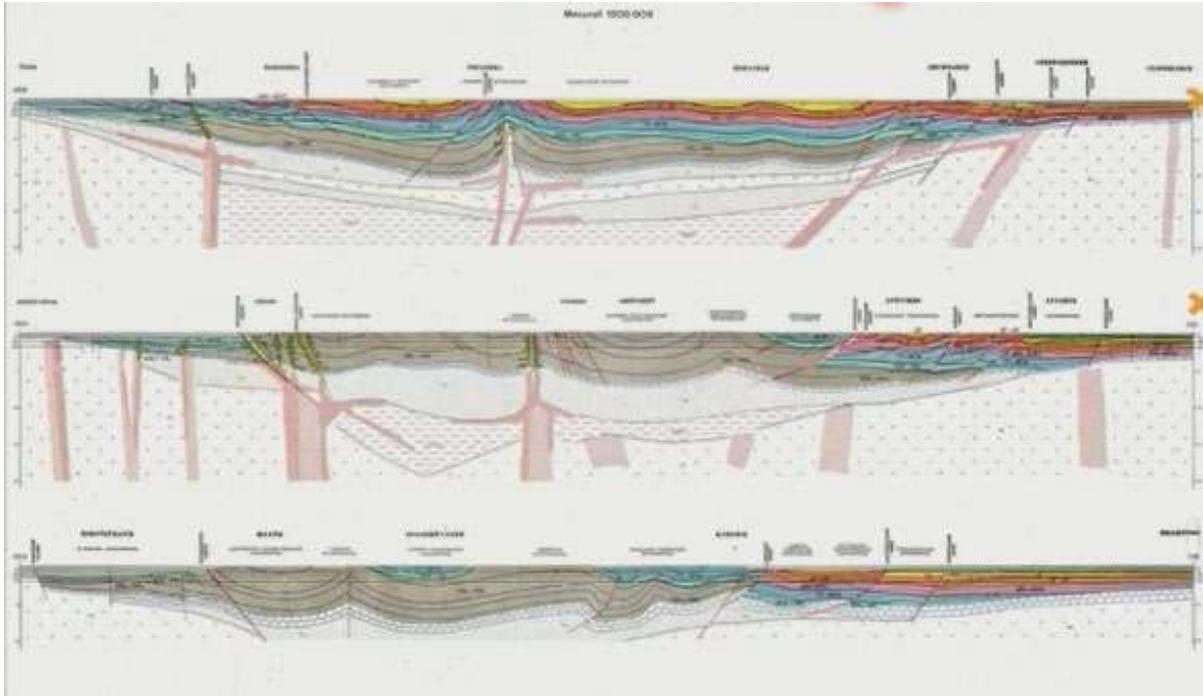


Рис. 5.20. Разрезы Донбасса

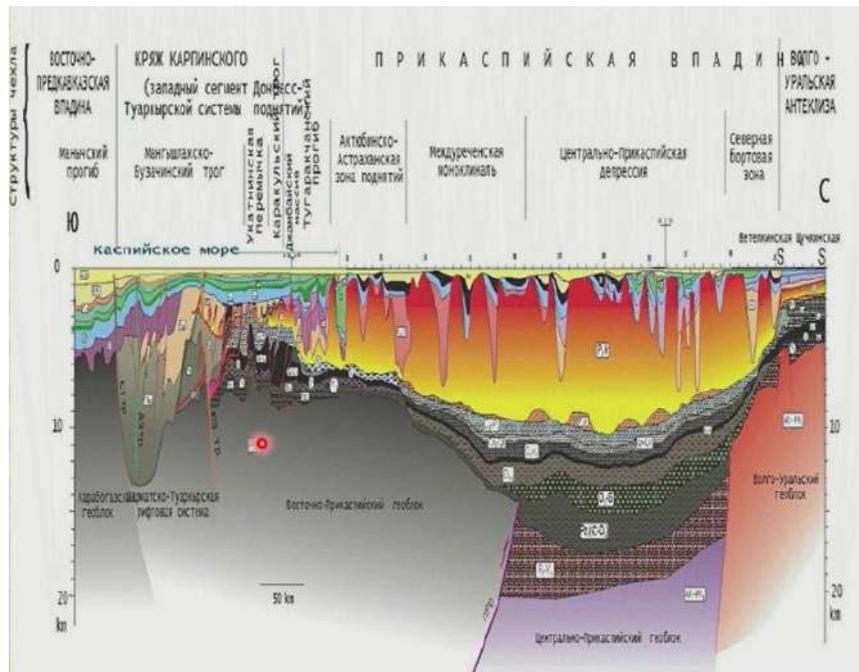


Рис. 5.21. Разрез через кряж Карпинского и Прикаспийскую впадину

На рис. 5.21 представлен разрез через кряж Карпинского и Прикаспийскую впадину. Мезозойские и кайнозойские отложения перекрывают запечатанный герцинский комплекс. Желто-красным на рисунке представлен мощный соленосный комплекс пермского возраста, подстилаемый более спокойно залегающими палеозойскими комплексами. Общая мощность Прикаспийской синеклизы составляет более 20 км. В верхней части разрез деформирован солеными диапирами, внедряющимися из соляной толщи в вышележащие толщи.

5.3. Сибирская платформа

Рядом с Сибирской платформой расположены участки, которые были сформированы и присоединились к Сибири, слагая общий континентальный массив, не позднее чем в конце протерозоя. В основе своей они являются байкальскими системами.

Сибирская платформа:

- Север: Таймыро-Северо-Земельская область
- Юг: Байкальская и Енисейско-Присяянская области

Северная часть в основном представляет собой плиту, занимающую части акватории и континента. Деформированные комплексы выходят в пределах Таймыро-Северо-Земельской зоны. Складчатые комплексы, в основном, представлены палеозойскими толщами.

В южной части на поверхность выходят древнейшие позднепротерозойские комплексы.

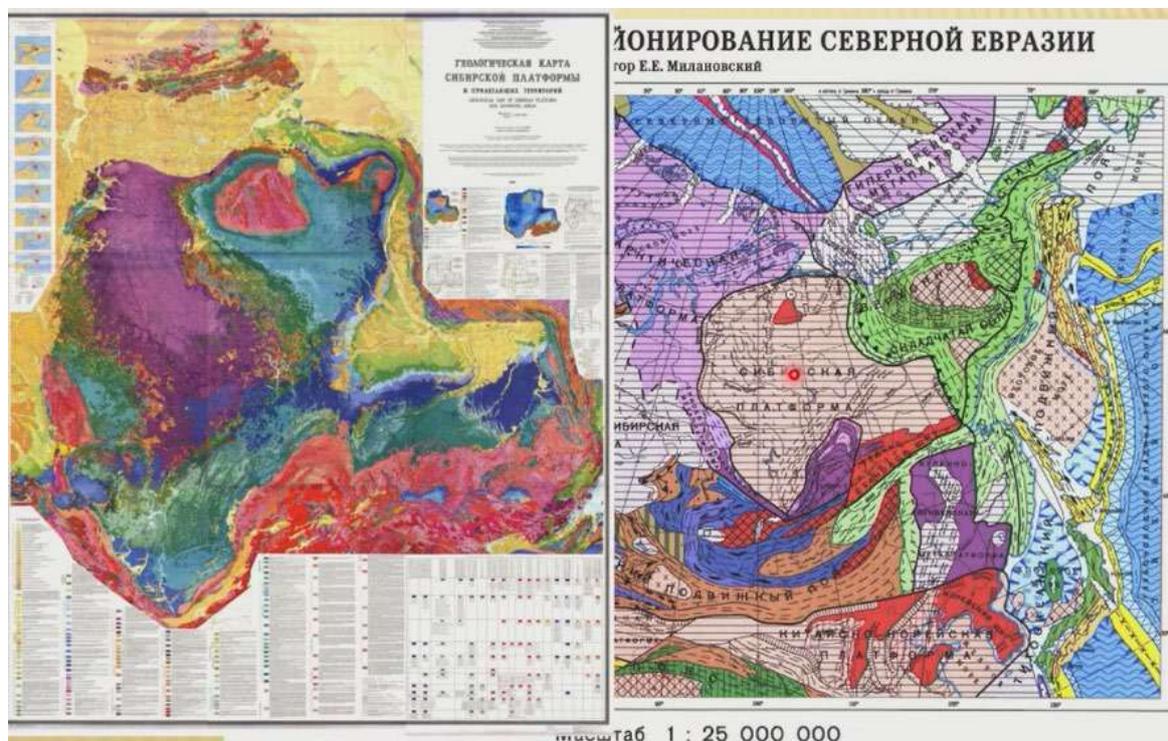


Рис. 5.22. Сибирская платформа

Наблюдаемые особенности связаны с дополнительными более поздними деформациями, в основе лежит «единое целое» - байкальские складчатые системы (рис. 5.23).

Структуры, формировавшиеся, возможно, на месте океанических бассейнов, расположены чуть дальше от платформы. Розовым показаны деформированные пассивные окраины – продолжение фундамента самой платформы.

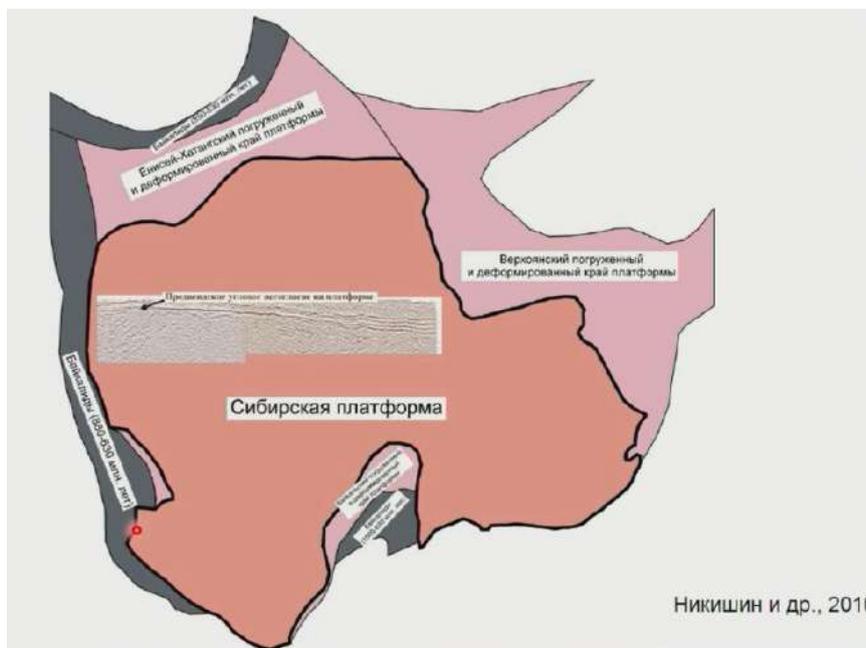


Рис. 5.23. Расположение байкалид (700-620 млн. лет) вокруг Сибирской платформы, байкальское угловое несогласие на платформе

5.4. Таймыро-Северо-Земельская складчатая область

Область включает полуостров Таймыр и архипелаг Северная Земля (рис. 5.24). В настоящий момент в архипелаг Северной Земли входит остров Октябрьской революции, остров Большевик, остров Комсомолец и остров Пионер. Ранее архипелаг назывался Землей императора Николая II.

Таймыро-Северо-Земельская область включает прогибы в акватории и на континенте (рис. 5.25). На СВ область обрамляется глубоководной котловиной Северного Ледовитого океана. В части Карского моря область соединяется с Печоро-Баренцевоморской.

К югу расположена Сибирская платформа, отделяющаяся Енисей-Хаттангским прогибом – граница скрыта, имеется общий чехол.

Таймырский ороген сложен байкалидами и герцинидами. В сооружении четко выделяется несколько зон: Северо-Земельская, Северо-Таймырская, Центрально-Таймырская, Южно-Таймырская.

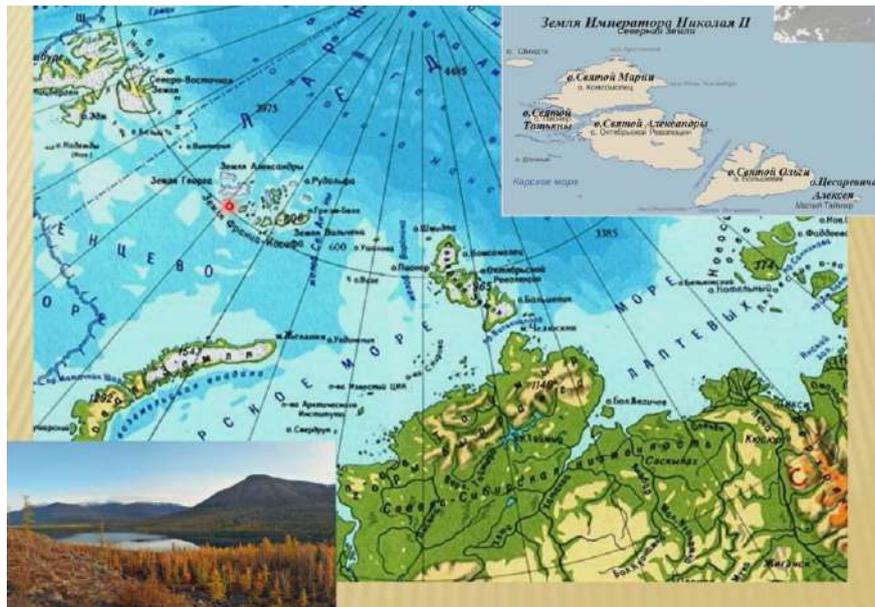


Рис. 5.24. Таймыро-Северо-Земельская складчатая область

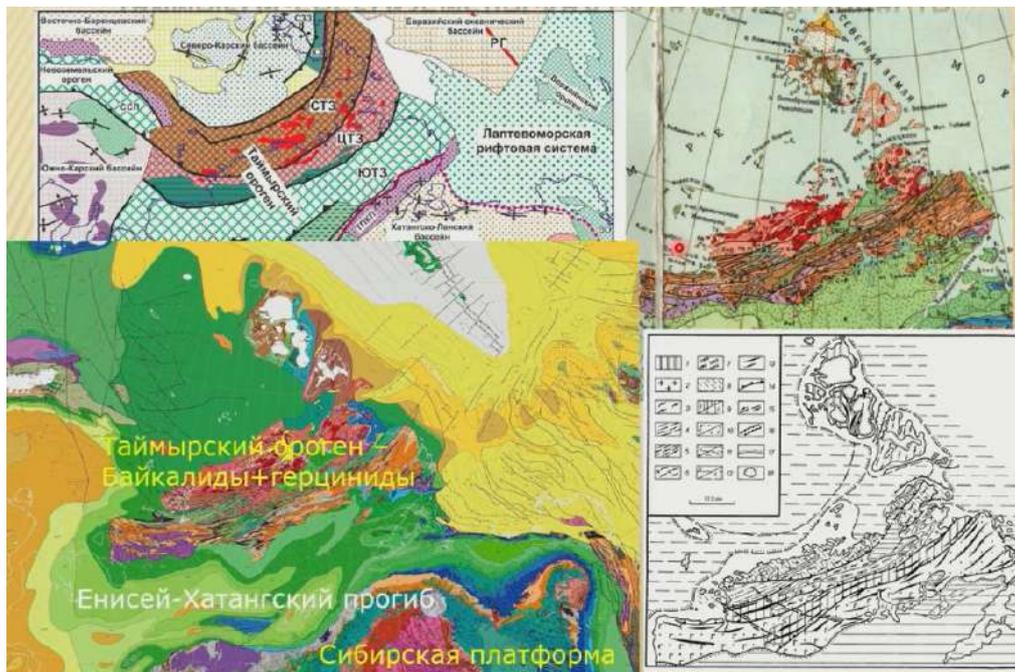


Рис. 5.25. Таймыро-Северо-Земельская складчатая область

Районирование Таймыро-Северо-Земельской области

Северо-Земельская мегазона - байкальский складчатый комплекс. Чехол: терригенно-карбонатные отложения O-S, D - моласса (каледонские деформации). Простые складки со срывами по соленосным толщам. С-Р отложения – молассы (герцинская складчатость).

Кружилыхинская зона (юг о-ва Октябрьской Революции) - вулканиты и гранитоиды О - возможно островная дуга. Помимо преобладания парод «чехольного» типа, устанавливается присутствие вулканических образований – вероятно, в этой зоне имелись прогибы океанического или окраиноконтинентального типа, формирование которых сопровождалось появлением вулканических поясов (возможно, островодужных).

Северо-Таймырская мегазона сложена метаморфическими породами R3-Сm. Складчатость байкальская. С - Р гранитоиды (герцинская складчатость) Надвиги на Северо-Карский бассейн. Докембрийские толщи в зоне развиты сильнее всего (разрез завершается низами палеозоя – кембрия). В основе зоны лежат байкалиды. Характерным является широкое развитие пермских гранитоидов, свидетельствующих о том, что зона являлась поясом активной окраины в связи с закрытием бассейна с палеозойским осадконакоплением – в конце герцинской эпохи происходило формирование пояса герцинских гранитоидов. В Северо-Таймырской зоне наблюдается надвигание в сторону более спокойной зоны с деформированным чехлом – Северо-Земельской мегазоны и Северо-Карского бассейна (рис. 5.26).

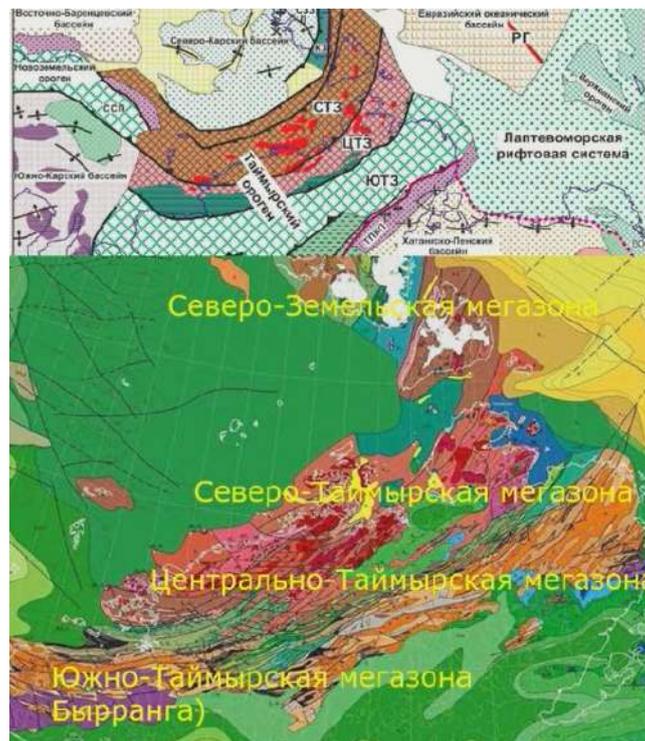


Рис. 5.26. Районирование Таймыро-Северо-Земельской области

Главный Таймырский надвиг: Северо-ТЗ надвинута на ЦТЗ

Обособленностью структуры рассматриваемой области является то, что каждая мегазона отделена очень хорошо выраженными крупными разломами (рис. 5.26). главный Таймырский надвиг разделяет Северо-Таймырскую и Центрально-Таймырскую

мегазоны. Контакт происходит по главному Таймырскому надвигу – Северно-Таймырская зона надвинута на Центрально-Таймырскую.

Центрально-Таймырская мегазона сложно построена (коллаж террейнов – множество разнородных блоков соединены мощными конвергентными процессами):

- метаморфический фундамент PR1;
- осадочно-вулканогенные отложения R1-2;
- терригенно-карбонатные и вулканогенные с офиолитами (Челюскинский пояс) R3 – позднерифейские образования.
- Гранитоидный магматизм R2 и R3.
- Байкальская складчатость.
- V-Сm - терригенные отложения,
- Сm3-D - глубоководные сланцы и карбонаты. Эти образования похожи на чехол Сибирской платформы, но являются более глубоководными. Надвигание Северо-Таймырской зоны на Центрально-Таймырскую происходит в конце палеозоя. Именно с этими деформациями связано формирования пояса гранитоидов Северо-Таймырской зоны. Происходит вергентность структур – последовательное надвигание северных зон на южные.
- Герцинские деформации на границе D/C, в С, P1 и на рубеже P/T. С-P гранитоиды.

Пясино-Фадеевский надвиг: ЦТЗ надвинута на ЮТЗ.

Южно-Таймырская (Быррангская) мегазона - байкальский фундамент (пассивная окраина Сибирского кратона):

- Комплексы: Сm-D - карбонаты, D - эвапориты, С-P - песчано-глинистые толщи (P-моласса - краевой прогиб Таймырского орогена, комплекс карбон-пермский отложений представляет собой предгорный прогиб),
- Разрез палеозоя перекрывается P-T отложениями – траппами. Сибирский плюм, который привел к формированию Сибирской Тунгусской провинции (Сибирских траппов), распространялся и на южную часть Таймыра.
- J-K – мелководные морские и континентальные терригенные отложения (схоже с разрезом чехла СП)
- Простая складчатая структура южной вергентности
- Северо-Байкальская зона – герцинская складчатость; Южно-Байкальская зона - древнекиммерийская складчатость
- История развития области

Северо-Земельская и Северо-Таймырская мегазоны – часть Карского супертеррейна - байкалиды. С Сm - часть Восточно-Европейского палеоконтинента

Балтики. Эпибайкальские комплексы, представляющие собой чехол, деформированы в эпоху каледонской и в эпоху герцинской складчатости: в Северо-Земельской зоне D и C-P; в Северо-Таймырской зоне - в C-P и T.

Центрально-Таймырская зона - байкалиды с офиолитами и островодужными комплексами. На месте Центрально-Таймырской зоны находился позднепротерозойский Таймырский океан, разделивший Родинию на отдельные куски. В течение палеозоя в Центрально-Таймырской зоне после байкальской складчатости (V-D) - пассивная окраина Сибирской платформы.

Сибирской платформы. Складчатость на границе D/C и в C. Возможно, что между СТЗ и ЦТЗ есть сутура (коллизийный шов) - след закрытия Таймырского океана при столкновении Карского блока с Сибирью.

Южно-Таймырская зона представляет собой байкалиды (R) пассивной окраины Сибирской платформы + герциниды (PZ) пассивной окраины СП. В отличие от Центральной зоны, где есть офиолитовые комплексы, здесь представлены комплексы только пассивной окраины. С C1 - краевой прогиб перед фронтом орогена Центрального и Северного Таймыра. Полностью герцинский комплекс пассивной окраины Сибирской платформы в конце палеозоя полностью меняется на комплекс краевого прогиба перед фронтом Таймырского орогена.

Региональный разрез от Северо-Карского бассейна до Сибирской платформы

Показана древняя кора Северо-Таймырской мегазоны. Распространяются палеозойские комплексы пассивной окраины (больше всего выражено в Южно-Таймырской зоне). Южно-Таймырский трапповый комплекс перекрывает Сибирскую платформу. В юре-мелу развивается впадина Енисей-Хатангского бассейна. Увеличения мощностей в бассейне сопровождаются уменьшением мощности континентальной коры – в основе Енисей-Хатангского бассейна лежат структуры рифтогенного типа.

На рис. 5.28 представлена схема геологической истории Таймыро-Северо-Земельской зоны (Енисей-Хатангского бассейна). Зона пассивной окраины осложняется деформациями.

Полезные ископаемые области

Енисей-Хатангский прогиб является зоной продолжения Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. Складчатое сооружение Таймыра включает разнообразные металлы, золото, связанное с палеозойскими и докембрийскими метаморфическими комплексами. Медно-никелевые месторождения связаны с трапами (как и на Сибирской платформе). Таймыр – зона, которая во многом похожа на Сибирскую платформу.

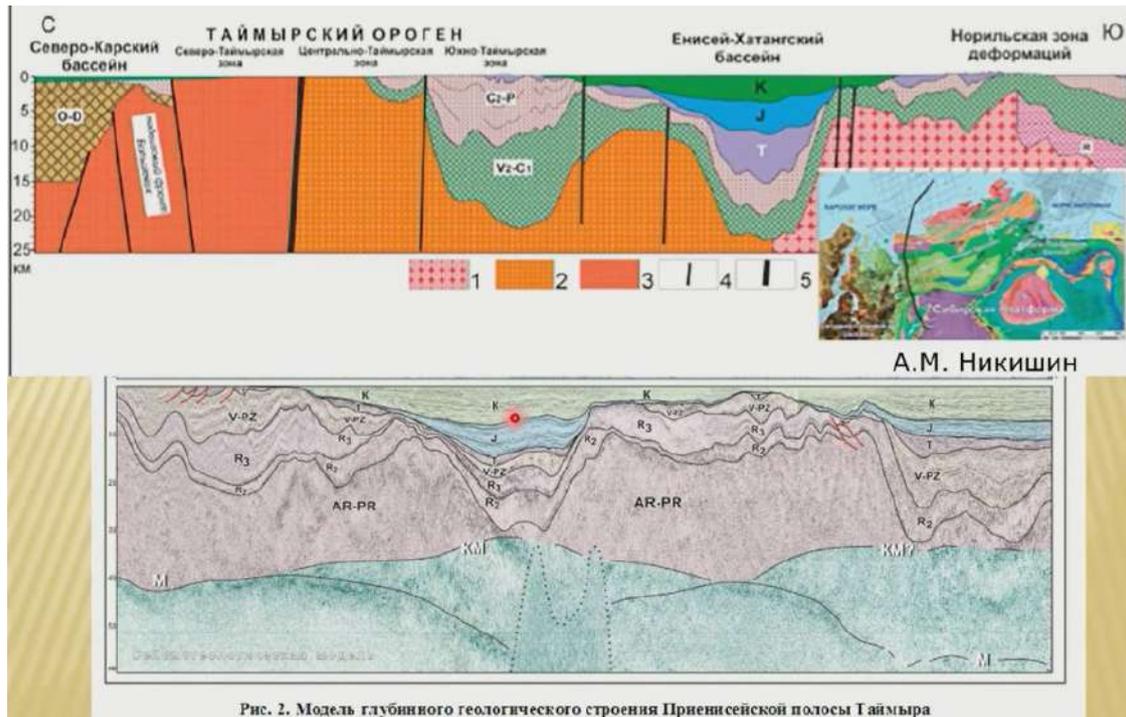


Рис. 2. Модель глубинного геологического строения Приенсейской полосы Таймыра

Рис. 5.27. Региональный разрез от Северо-Карского бассейна до Сибирской платформы

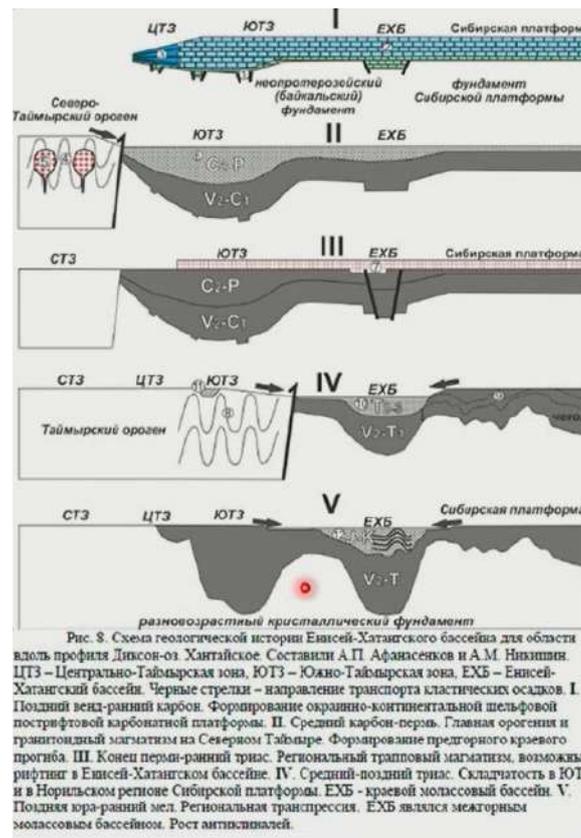


Рис. 8. Схема геологической истории Енисей-Хатангского бассейна для области вдоль профиля Диксон-оз. Хайтэйское. Составили А.П. Афанасьев и А.М. Никишин. ЦТЗ – Центрально-Таймырская зона, ЮТЗ – Южно-Таймырская зона, ЕХБ – Енисей-Хатангский бассейн. Черные стрелы – направление транспорта кластических осадков. I. Поздний венд-ранний карбон. Формирование окраинно-континентальной шельфовой пострифтовой карбонатной платформы. II. Средний карбон-пермь. Главная орогения и гранитоидный магматизм на Северном Таймыре. Формирование предгорного краевого прогиба. III. Конец перми-ранний триас. Региональный трапповый магматизм, возможный рифтинг в Енисей-Хатангском бассейне. IV. Средний-поздний триас. Складчатость в ЮТЗ и в Норильском регионе Сибирской платформы. ЕХБ – краевой молассовый бассейн. V. Поднятия юра-ранний мел. Региональная транспрессия. ЕХБ являлся межгорным молассовым бассейном. Рост антиклиналей.

Рис. 5.28. Развитие Таймыро-Северо-Земельской зоны



Рис. 5.29. Полезные ископаемые области

5. 5. Байкальская складчатая область

Южная часть Сибирской платформы характеризуется довольно расчлененным рельефом. Четко видно, что Сибирская платформа является более спокойной относительно Байкальской складчатой области. Байкальская складчатая область имеет сильно расчленённый среднегорный рельеф (рис. 5.30).

Центральная часть представляет собой Становое нагорье (2000 - 2600 м) с Верхнеангарско, Муйской и Чарской межгорными котловинами. К северу и югу от него расположены менее высокие Патомское нагорье и Витимское плоскогорье (1000 -1700 м)

Реки, протекающие на данной территории: Витим, впадающей в р. Лену у северо-западного края области.

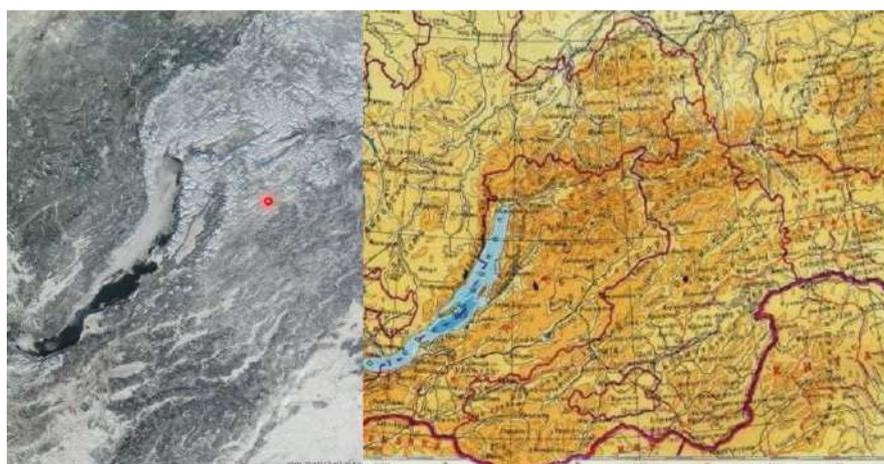


Рис. 5.30. Байкальская складчатая область

Тектоническое положение

Область представляет собой систему выпуклых к северу дугообразных зон, вдающихся в Сибирскую платформу (рис. 5.31):

Северная часть: зоны пассивной окраины Сибирской платформы - Мамско-Бодайбинский шельф (Ia, Ib, Ic). Представляют собой деформированные комплексы древней пассивной окраины. На пассивном краю платформы накапливались терригенно-карбонатные толщи.

Байкало-Витимские офиолиты, Муйский шов (Id) – представляет наибольший интерес. Наличие офиолитов свидетельствует о том, что зона развивалась, как океанический бассейн. Главные комплексы имеют позднепротерозойский возраст – байкальская складчатая система (по типу Центральной Таймырской зоны).

Во внутренней части байкальской складчатой области: Баргузинский микроконтинент (срединный массив) (Iд). Встречаются архейские раннепротерозойские, рифейские и нижнепалеозойские образования метаморфических пород. Большую часть площади этой зоны занимают гранитоиды – один из крупнейших байкалидов, обширная зона, где на глубине происходило плавление. Метаморфические толщи сохранились в провесах кровли этого массива. Южнее расположена Алтае-Саянская складчатая область.

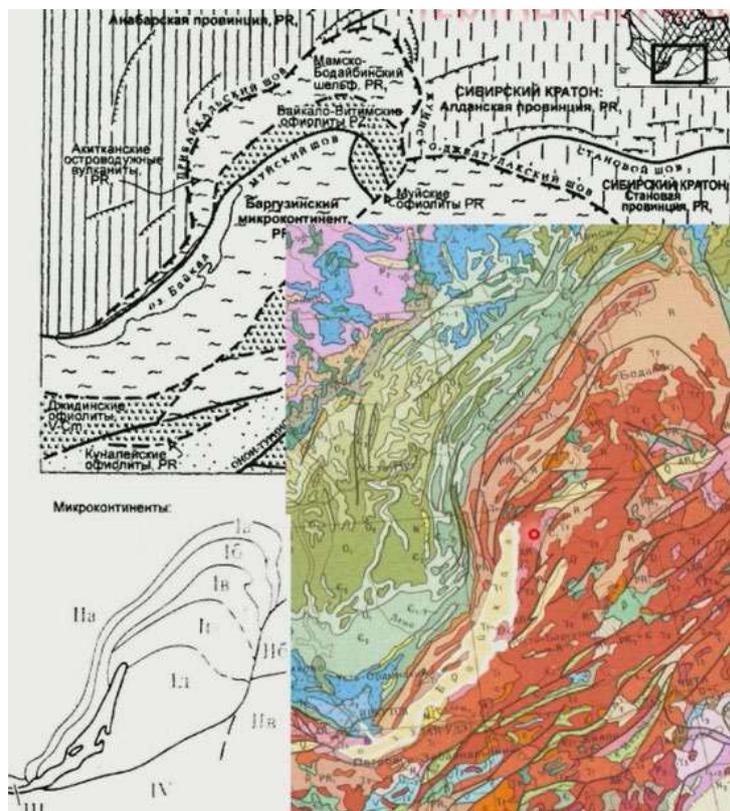


Рис. 5.31. Тектоническое положение

История развития региона

- R2-3 - раскрытие Палеоазиатского океана, свидетельством которого являются Байкало-Муйские офиолиты и южная окраина Сибирского кратона
- R3-V – субдукция (закрытие океана) в Байкало-Муйском поясе - относительно слабые байкальские деформации. Возможно, до конца в байкальское время океан не закрылся, поскольку встречаются морские отложения.
- Ст - известняки и доломиты на платформе и байкалидах
- O-S - закрытие Палеоазиатского океана (Баргузинский батолит), формирование надвигов
- D-C - гранитоидный магматизм и метаморфизм
- В настоящее время - континентальный ороген

Байкальская KZ рифтовая зона

В пределах континентального орогена располагается Байкальская KZ рифтовая зона (рис. 5.32). К ее элементам относится озеро Байкал. Структура выражена озерной котловиной. Линейные впадины, выполненные кайнозойскими отложениями, являются отдельными впадинами Байкальской рифтовой зоны. Таким образом, на Байкальскую зону наложился деформации и магматизм. Байкальская кайнозойская рифтовая зона возникла в сложной пограничной зоне.

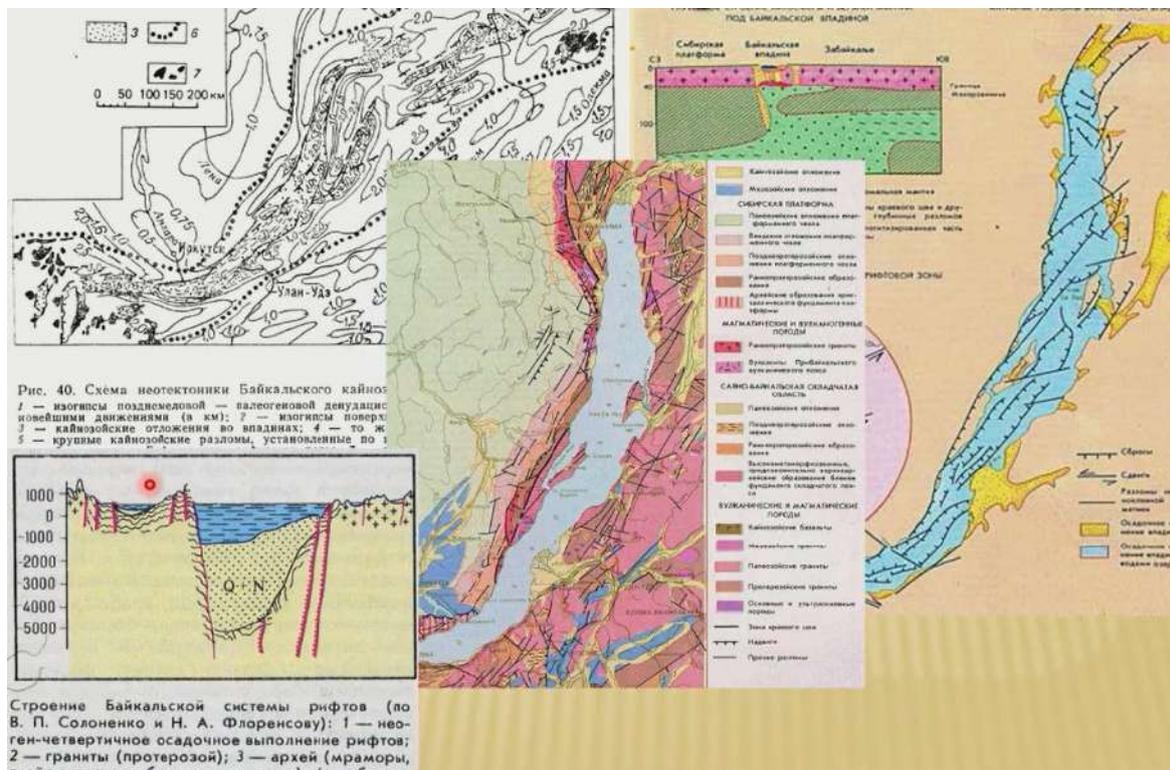


Рис. 5.32. Байкальская KZ рифтовая зона

5.6. Енисейско-Присяянская складчатая область

Расположена вдоль юга западной окраины Сибирской платформы. Внешняя часть Урало-Монгольского подвижного пояса (УМПП). Внешняя часть, обращенная к Сибирской платформе, сложена байкалидами (на окраине Сибирской платформы), наблюдаются выступы фундамента СП (рис. 5.33).

Енисейско-Присяянская зона делится на две части: Складчато-глыбовые сооружения Енисейского кряжа и Присяянского, разделенные Рыбинской РЗ впадиной.

Продолжаются системой погребенных массивов под чехол Западно-Сибирской плиты.

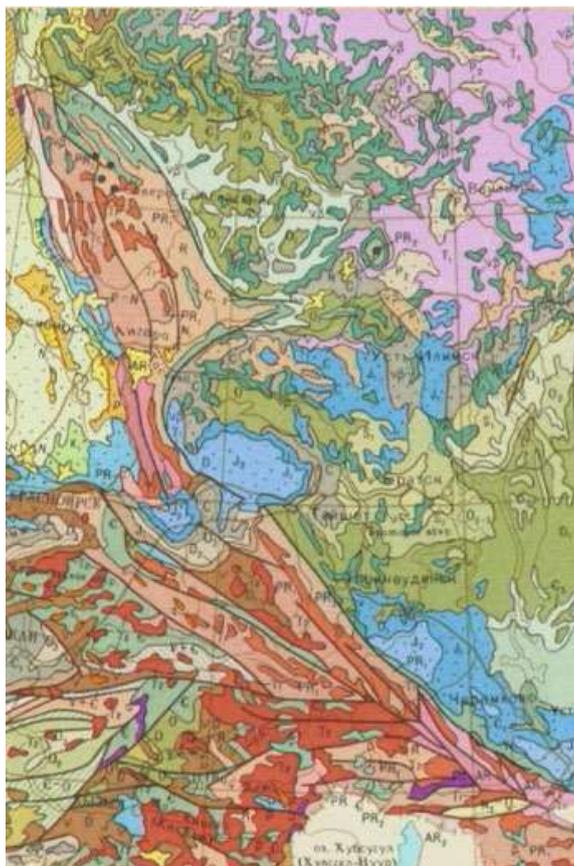


Рис. 5.33. Енисейско-Присяянск складчатая зона

Присяянское складчато-глыбовое сооружение

Включает горстообразные Шарыжалгайский и Бирюсинский выступы фундамента Сибирской платформы (AR-PR1), разделенные рифтогенными прогибами - вулканогенно-осадочные толщи с джеспилитами AR2, флишоиды PR1 и молассы R. Проявление байкальских деформаций относится к позднепротерозойским молассовым толщам, развитыми под чехлом в Присяянском прогибе (рис. 5.34).

Присяянский прогиб представлен терригенно- карбонатными толщами R2-3 и молассой.

R3-V - Байкальская складчатость, простые линейные складки. Складчатое сооружение отделено от Сибирской платформы Бирюсинским разломом, по которому происходит Ангарский надвиг на даже самые молодые отложения чехла СП на юрские отложения.

На западе внутренняя часть области отделена Главным Восточноаянским разломом от Тувино- Северомонгольского массива и байкалид УМПП. Вдоль разлома встречаются признаки присутствия офиолитовой ассоциации.

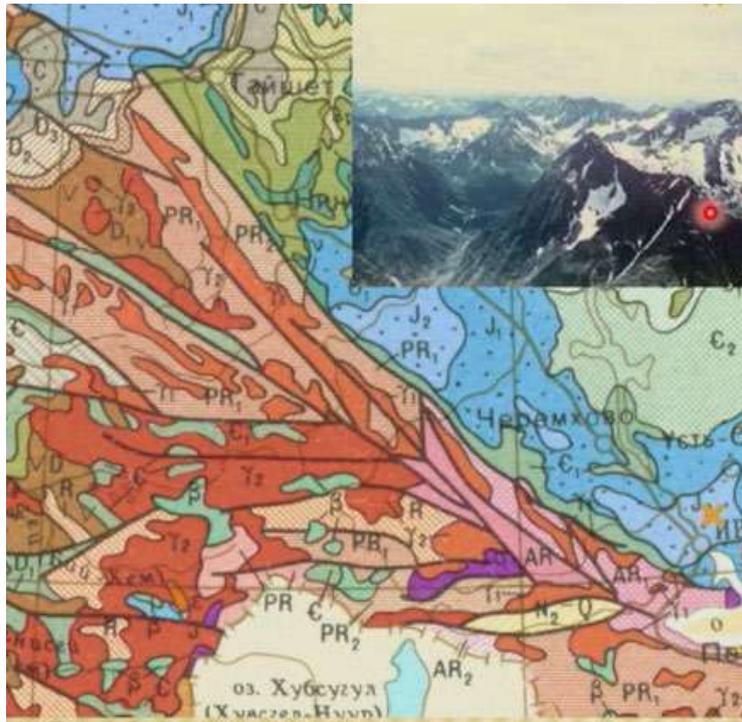


Рис. 5.34. Присаянское складчато-глыбовое сооружение

Девонская тектоно-магматическая активизация

История развития области не заканчивается байкальским этапом (рис. 5.35). В девоне проявляется активный рифтогенез, в ходе которого формируются впадины с вулканогенными образованиями, а также формируются песчано-глинистые отложения. В зоне развиваются юрские прогибы.

Наложённые структуры: Агульский грабен и Рыбинская впадина - вулканиты D пестрого состава и континентальные пестроцветные и красноцветные молассы и угленосные J отложения.

В палеозое происходит становление массивов гранитоидов и сиенитов на ЮЗ и щелочно-ую массивов с карбонатитами и кимберлитовых трубок и даек на СВ (Зиминская группа).

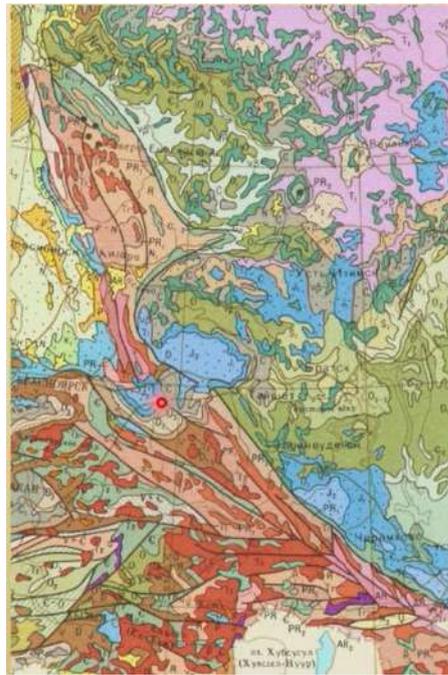


Рис. 5.35. Девонская тектоно-магматическая активизация

Складчатое сооружение Енисейского кряжа

В складчатом сооружении Енисейского кряжа внешнюю часть также представляет пассивная окраина, наблюдаются выступы фундамента Сибирской платформы (рис. 5.36). Складчатое сооружение рассматривается, как система террейнов. Присутствует офиолитовая ассоциация.

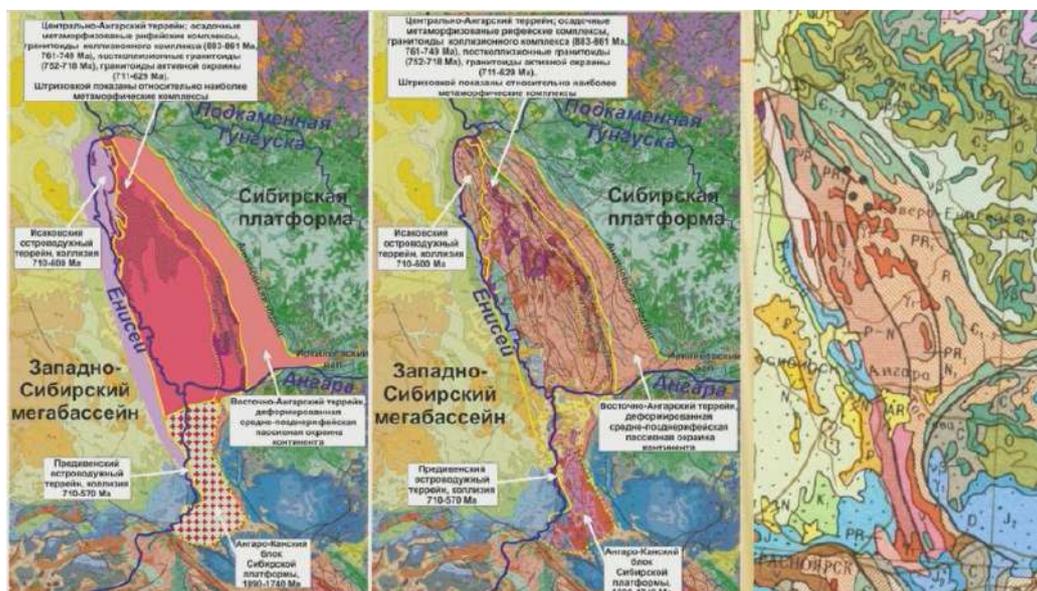


Рис. 5.36. Складчатое сооружение Енисейского кряжа

Террейны: Восточно-Ангарский (пассивная окраина), Центрально-Ангарский (коллизионный пояс), Приенисейский (Исаковская и Предивинская островные дуги),

Ангаро-Канский блок - выступ фундамента СП. ВА и ЦА террейны разделены Татарско-Ишимбинской сутурой. Приенисейский террейн более всего насыщен офиолитовыми комплексами.

Складчато-надвиговые сооружение Енисейского кряжа

Складчато-надвиговые сооружение Енисейского кряжа представлено на рис. 5.37. В ядрах антиклинориев представлены гнейсы, кварциты и амфиболиты PR1 и сланцево-карбонатная толща R1.

Синклинии - R2-3 - крупные терригенно-карбонатные седиментационные циклы (до 10-12 км), разделенные перерывом и внедрением гранитоидов. Общие деформации и становление гранитоидов в конце R,

Восточно-Ангарский террейн представляет собой пассивную окраину Сибирского кратона; Центрально-Ангарский террейн – микроконтинент.

Террейны разделены Татарско-Ишимбинской коллизионной сутурой по рифту с офиолитами. В зоне встречаются крупные месторождения.

Приенисейская зона (Предивинский и Исаковский террейны) – островодужные комплексы на океанической коре (офиолиты).

Формирование складчатого сооружения завершилось к концу Байкальской эпохи – в конце рифея произошло приращение Западно-Ангарского террейна и формирование коллизионного пояса. Складчатое сооружение Енисейского кряжа так же надвинуто в сторону Сибирской платформы.



Рис. 5.37. Складчато-надвиговые сооружение Енисейского кряжа

История формирования Енисейского кряжа

На рис. 5.38 приведены схемы, объясняющие формирование зоны с офиолитами. Так же изображен Сибирский кратон, к которому причленились террейны, в том числе и островодужные.

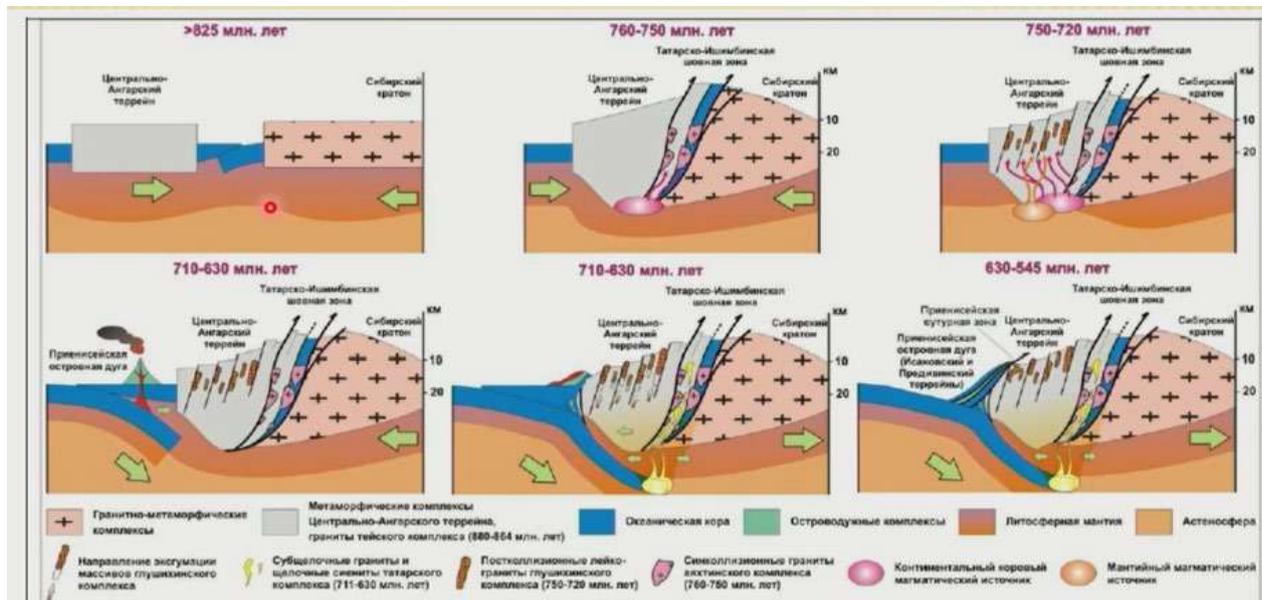


Рис. 5.38. История формирования Енисейского кряжа

Полезные ископаемые региона

Значительная часть полезных ископаемых приходится на Иркутскую область. Представлено все разнообразие металлических ПИ.

5.7. Современная геодинамика и рельеф

Во всех рассмотренных областях наблюдается:

Северные части – современные геодинамические обстановки, представляющие собой современную пассивную окраину; Баренцевоморская и Таймыро-Северо-Земельская области тесно связаны - единая Западно-Арктическая эпибайкальская область с добайкальскими массивами. В основе представленной континентальной коры залегают допалеозойские комплексы.

В палеозое широко проявлен рифтогенез – развитие пассивных окраин (R, D, T), проявлялись деформации; В Пайхой-Новоземельско-Таймыро-Североземельской области - герцино-древнекимммерийские деформации. Развитие происходило на древней коре.

Южные части – Донецко-Северо-Устюгская область (попадает в зону северного обрамления Среднеземноморского пояса – активный коллизийный пояс), Енисейско-Присянская и Байкальская области - внутриконтинентальные, являющиеся ближайшими к древним платформам структурами подвижных поясов. В основе -

байкальские с добайкальскими массивами, но и более молодые комплексы (главным образом PZ) деформированы герцинскими деформациями и частично захвачены и активными современными деформациями.

Лекция 6. Урало-Монгольский подвижный пояс: Урал, Казахстан, Тянь-Шань

6.1. Формирование Урало-Монгольского пояса и его положение в структуре Северной Евразии

Урало-Монгольский внутриконтинентальный складчатый пояс занимает центральное положение в структуре Северной Евразии. Сформировался на месте Палеоазиатского океана, возникшего в PR2 при распаде суперконтинента Родиния. Активное развитие завершилось в основном в PZ3 (герциниды), на окончаниях (Пайхой-Новоземельская область на севере и Забайкало-Охотская область на востоке) в MZ (киммериды) (рис. 6.1).

Значительная часть пояса скрыта под MZ-KZ слабо дислоцированным чехлом, при этом формировались молодые плиты: Западно-Сибирская и Северо-Туранская.

Выход складчатого фундамента на поверхность привело к формированию разновозрастных складчатых систем:

- герцинская - Урала;
- каледоно-герцинская - Казахского нагорья;
- каледоно-герцинская - Тянь Шаня;
- салаиро-каледоно-герцинская - Алтае-Саянская;
- герцино-позднекиммерийская - Забайкало-Охотская;
- раннекиммерийская - Пайхоя-Новой Земли.

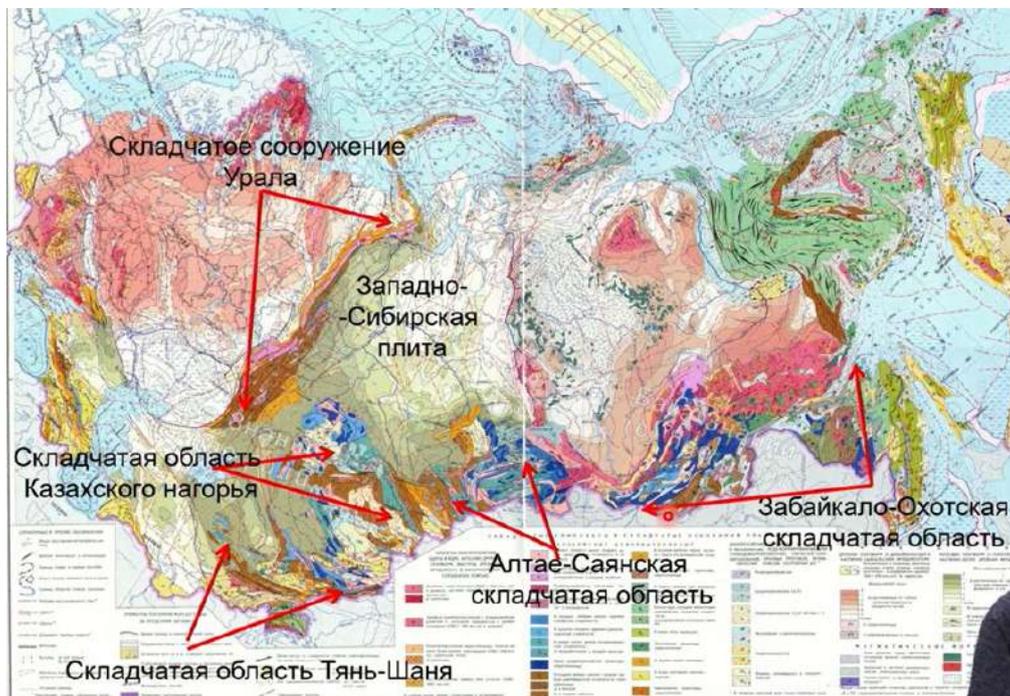


Рис. 6.1. Тектоническая карта

Краевые и межгорные прогибы, выполненные синорогенным молассовым комплексом: Предуральский, Кузнецкий.

Срединные массивы представляют собой фрагменты древней континентальной коры (микроконтиненты): Кокчетавский, Аргунский, Барнаульский, Малхано-Яблоновый, Тувино-Северомонгольский

Складчатые области, испытавшие повторный (KZ) орогенез (дейтероорогенез): Тянь-Шань; Алтай и Саяны; Прибайкалье.

На тектонической карте (рис. 6.1) можно наблюдать Складчатое сооружение Урала, протянувшееся вдоль ВЕП, Складчатую область Казахского нагорья, находящуюся в центральной части, Алтае-Саянскую складчатую область, расположенную к востоку. К Урало-Монгольскому поясу на этой территории принадлежит Забайкало-Охотская складчатая область, в южной части находится Складчатая область Тянь-Шаня. Западно-Сибирская и Северо-Туранская плиты так же являются частью складчатого пояса. На юго-западе Урало-Монгольский пояс граничит со Средиземноморско-Гималайским поясом.

На физической карте (рис. 6.2) можно увидеть, что значительная часть пояса характеризуется относительно невысоким рельефом не только в области развития молодых плит, представленных низменностями и равнинами, но и в области Уральских гор и Складчатой области Казахского нагорья.

Только в южной части пояса (Алтае-Саянская область, Забайкало-Охотская область, складчатая область Тянь-Шаня) наблюдается более высокогорный рельеф, что связано с влиянием кайнозойских процессов.



Рис. 6.2. Физическая карта

На геологической карте (рис. 6.3) можно видеть, что в пределах пояса в области молодых плит наблюдаются мезозойские и кайнозойские отложения, поскольку чехлы в пределах пояса широко развит эпипалеозойски-мезазойско-кайназойских чехол. Преимущественно возраст складчатых комплексов в открытой части включает палеозойские толщи. Кроме того, присутствуют докембрийские комплексы в пределах массивов и более древних структур байкальского возраста.

Также широко распространены гранитоиды. Гранитоиды соответствуют позднейшим этапам развития складчатых сооружений, шире всего они развиты на коллизионной стадии. Возраст гранитоидов соответствует завершению деформационных процессов каледонской и герцинской эпохи.

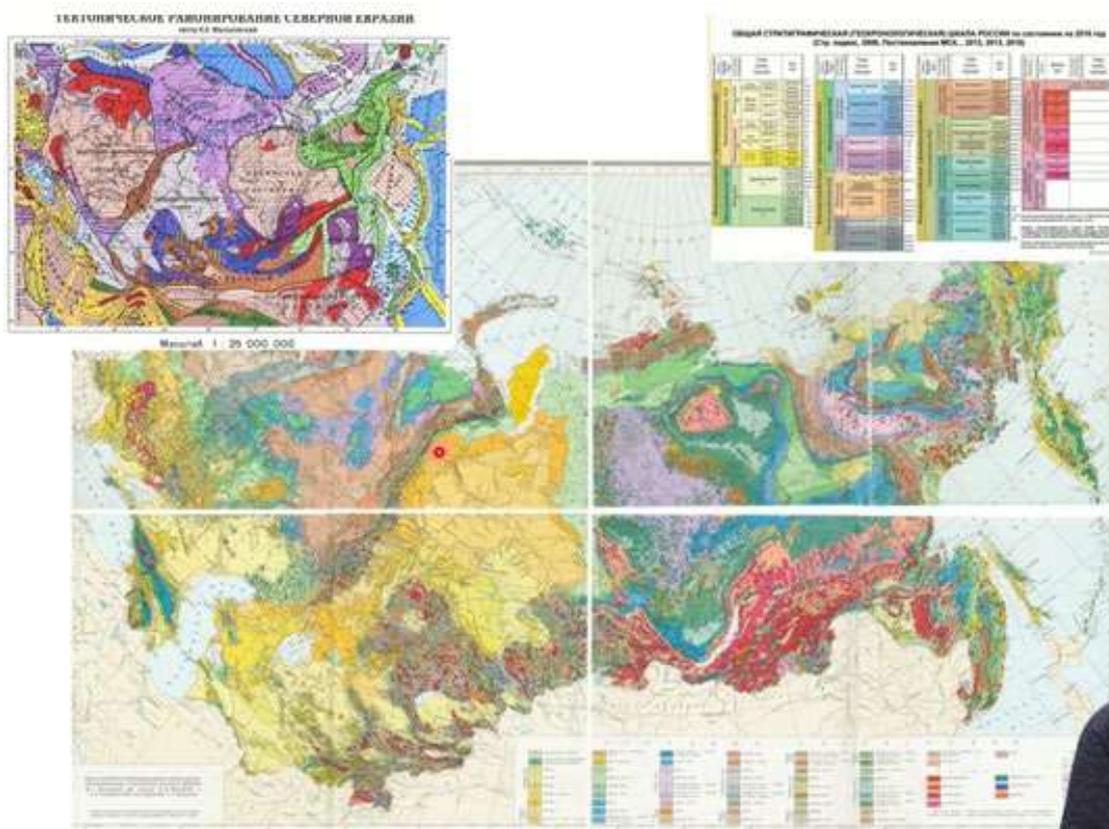


Рис. 6.3. Геологическая карта

6.2. Складчатое сооружение Урала

Складчатое сооружение Урала выделяется по географическому признаку в соответствии Уральским горам. К востоку от Уральских гор расположена Западно-Сибирская равнина, которая соответствует молодой плите.

Урал – протяженное складчатое сооружение относительно небольшой ширины (2200 км x (100-400) км). В продольном сечении выделяется несколько сегментов:

- Пайхой,
- Полярный Урал,

- Северный Урал,
- Средний Урал,
- Южный Урал

Границы

На западе: с ВЕП и Тимано-Печорской плитой. От этих структур Складчатое сооружение Урала отделяется Предуральским краевым прогибом.

На востоке - с Западно-Сибирской и Северо-Туранской плитами (MZ-KZ чехол частично перекрывает восточные зоны Урала). Чехол молодых плит перекрывает герцинские комплексы, поэтому складчатые комплексы Урала не заканчиваются на границе, где начинается плита, а «скрываются» чехлом. Фундамент плит в западной части представлен герцинскими складчатыми комплексами.

Сегменты: Мугоджарский, Южно-.Средне-, Северо- и Полярно-Уральский. Полярным Уралом складчатое сооружение не заканчивается – прерывистым изгибом оно продолжается в складчатое сооружение Пайхоя и Новую Землю.

Зональность: западная и Восточная мегазоны разделены Главным Уральским разломом (ГУР).

Продолжение:

- На север - Пайхой-Новоземельская зона
- На юг - Западный Урал - Южно-Эмбинская зона, Восточный Урал - Южный Тянь-Шань.

6.3. Тектоническая структура

Тектоническая структура Уральской складчатой области имеет четкую поперечную зональность.

Предуральский краевой прогиб – самая западная структура. Прогиб наложен на более древние структуры. Далее идет само складчатое сооружение, которое четко делится на две мегазоны:

Герцинское сооружение Урала: Западная мегазона - пассивная окраина ВЕП (палеоконтинента Балтика). Прослеживается на протяжении всего Урала.

Восточная мегазона - сложное строение - сформирована на месте палео-Уральского океана (Тагило-Магнитогорская и Восточно-Уральская зоны - островные дуги). На юге зона более широкая, на севере – узкая, поскольку на севере шире развит чехол Западно-Сибирской плиты.

Эти две зоны имеют принципиально разное строение. Западная мегазона формировалась на краю древних блоков и представляет собой комплексы пассивной окраины древних континентов (ВЕП и Тимано-Печорской области).

Восточная мегазона формировалась на месте Палеоуральского океана. Начинается Восточно-Уральская мегазона с главного Уральского разлома (ГУР). Таким образом, две мегазоны разделены ГУР. Разлом является результатом развития палеоокеанической сложно построенной зоны.

Западная мегазона отличается тем, что включает герцинские комплексы, деформация которых произошла в конце палеозоя. Также наблюдается байкальский складчатый пояс, который подстилает палеозойские толщи западной мегазоны Урала. В наиболее широкой части, где байкальский комплекс выходит на поверхность, можно наблюдать выход фундамента AR-PR1, соответствующего фундаменту ВЕП.

Восточная мегазона построена более сложно, поскольку там ГУР является офиолитовой сутурой, и большая часть Восточно-Уральской мегазоны является результатом развития островодужных систем. Кроме того, присутствуют микроконтиненты.

На рис. 6.4 представлена схема районирования района Урала-Новой Земли. В Предуральском краевом прогибе выделяется несколько впадин.

Далее начинается западная мегазона – система антиклинориев, где выходят более древние комплексы.

После идет Главный Уральский разлом (красная линия) – зона развития комплексов основных и ультраосновных магматических пород.

Затем расположена Восточно-Уральская мегазона, в которой наиболее крупными структурными элементами является Магнитогорский синклинорий и Тагильский синклинорий – островные дуги, развивавшиеся в Палеоуральском океане.

Далее расположена крупная структура – Восточно-Уральский антиклинорий, за которым следуют структуры, перекрытые чехлом Западно-Сибирской плиты.

На схеме до красной линии (с севера) залегают уралиты, а за ней начинается распространение казахстанидов.



Рис. 6.4. Схема районирования района Урала-Новой Земли

6.4. Предуральский краевой прогиб

На геологической карте (рис. 6.5) обозначены впадины прогибов. Помимо того, что они приурочены к определенным сегментам, они относительно изолированы друг от друга, поскольку разделяются поднятиями, в пределах которых выходят допермские комплексы. Прогиб сложен пермскими отложениями, в краевых частях прогиба – триасовые отложения.

В продольном сечении - ряд впадин: Бельская (Б) (Предюжноуральская); Уфимско-Соликамская (УС) (Предсреднеуральская); Верхнепечорская (ВП) (Предсевероуральская); Большесынинская (БС); Воркутинская (Косью-Роговская) (КР) (Предполярноуральская); Предпайхойская (ПХ),

Разделены поперечными перемычками: Каратау (К); Полюдов Камень (ПК); Печоро-Колвинский вал (ПКв); гряда Чернышева (Чш); гряда Чернова (Чн)



Рис. 6.5. Геологическая карта Предуральского краевого прогиба

На рис. 6.6 показаны особенности структур. Краевые прогибы накладываются на более древнее основание, располагавшееся рядом с развивавшимся бассейном. При закрытии бассейна на его месте было сформировано складчатое сооружение – в верхних частях чехла был сформирован краевой прогиб.

При деформациях структура платформы с чехлом и верхняя часть краевого прогиба действуют, как жесткий блок, и формирующееся складчатое сооружение надвигается. При этом внутренние части краевого прогиба деформируются. Краевой прогиб имеет два крыла: крыло, обращенное к платформе и имеющее пологое залегание, и внутренне крыло, характеризующееся складчато-надвиговыми деформациями.



Рис. 6.6. Схематический разрез

В конце палеозоя, когда складчатое сооружение формировалось в виде орогена, краевой прогиб накладывался (СЗ-Р1) на восточные края ВЕП и Тимно-Печорско эпибайкальской плиты в виде некомпенсированного прогиба, отделяющегося от них грядой барьерных рифов от основной части континентальной плиты.

Особенности строения разреза:

- рСЗ (рР) (позднекаменноугольные отложения) - образованиям восточной части ВЕП,
- СЗ-Р1 - глубоководные глинисто-кремнисто-карбонатные толщи (к западу - биогермы, к востоку морские молассы),
- Р1к - соленосные комплексы (эвапориты), на севере прибрежно-морские (паралические) угленосные толщи
- Р2 - континентальные молассы, на севере -лимнические угленосные толщи,
- Т - континентальные молассы.

Структура:

Краевой прогиб асимметричен в поперечном сечении. С востока на него на него надвинута складчатое сооружение Урала, поэтому образования краевого прогиба смяты в складки.

РЗ отложения в восточной части смяты в брахи- и линейные складки и осложнены надвигами.

Наличие соленосного комплекса определило широкое развитие диапировых структур.

6.5. Герцинское складчатое сооружение Урала

Выделяется две главные зоны и разлом, как разделяющая зона:

- Западная мегазона (палеоконтинентальная (Западно- и Центрально-Уральская зоны)
- Главный Уральский разлом
- Восточная мегазона (палеоокеан.) (Тагило-Магнитогорская и Восточно-Уральская зоны)

Далее располагается Зауральская зона (включая Валерьяновский вулканоплутонический пояс на краю Казахстанского палеоконтинента).

Сегменты: Мугоджарский, Южноуральский, Среднеуральский, Североуральский и Полярноуральский.

Западная мегазона - континентальная окраина ВЕП

В разрезе выделяется несколько комплексов (рис. 6.7):

- pR - фундамент ВЕП (Тараташское окно)
- R – байкальский комплекс: запад - мелководные терригенно-карбонатные толщи, восток - более глубоководные терригенно-карбонатные и терригенные вулканогенные толщи. Байкалиды выходят в пределах антиклинория.
- Байкальские деформации
- PZ: запад - мелководные карбонаты, восток – более глубоководные терригенно-карбонатные, переход к Палеоуральскому океану. Комплекс деформирован. На западе фации приближены к фациям ВЕП.
- Герцинскими деформациями деформирован весь разрез, в этой мегазоне Урала каледонский деформации не проявились
- P-T – пермские отложения отсутствуют, они сосредоточены в пределах краевого прогиба. В перми происходит надвигание все западной мегазоны на Предуральский краевой прогиб.

Структура:

Комплексы чехла деформированы в линейные складки, которые хорошо видны на геологической карте. Складчатые деформации сопровождаются разрывами взбросового типа. Наблюдается система антиклинориев и синклинориев, осложненных надвигами - структура западной вергентности - с рядом аллохтонов из Восточной мегазоны. Палеозойские комплексы образуют структуры типа синклинориев. Благодаря тому, что Западная мегазона находится на краю, Западно-Уральский синклинорий имеет

зеркало складчатости, погружающееся в одном направлении – такого типа структуру можно назвать моноклинорием.

Синклинием между двумя антиклинориями является Западно Уральский синклиорий (в южном сегменте Башкирский антиклинорий и Зилаирский синклиорий) офиолитовые аллохтоны (покровы) (Кракинский, Сакмарский Нязепетровский), перемещенные из восточной мегазоны.

Центрально Уральская зона антиклинориев: Уралтау, Кваркушский, Ляпинский с Кожимским поднятием, Харбейск.



Рис. 6.7. Герцинское складчатое сооружение Урала

Особенностью строения Западной мегазоны является наличие аллохтонных структур. На Западную мегазону надвинута Восточная мегазона, где главной структурой является главный Уральский разлом. Из зоны ГУР «выжимались» и в условиях денудации разрушались покровы с характерными формациями, отражающими развитие в условиях океанического бассейна. Таким образом, в Западной зоне в некоторых местах проявляются останцы обширных покровов. На геологической карте они хорошо распознаются благодаря наличию пород основного и ультраосновного состава

(фиолетовые и тёмно-зелёные пятна, образующие отдельные тела и залегающие изолированно).

6.6. Главный Уральский разлом (ГУР)

На протяжении практически всего складчатого сооружения Урала можно непрерывной полосой протянуть область развития пород основного и ультраосновного состава. На рис. 6.7 породы ультраосновного состава показаны фиолетовым цветом, интрузивные породы основного состава – ярко зеленым. Это зона ГУР. В современной структуре эта узкая зона представляет собой офиолитовую сутуру - глубинный тектонический шов на месте Палеоуральского океана. Ее породы находятся в ассоциации с образованиями, сформировавшимися в условиях океанического бассейна - полоса развития океанических глубоководных формаций и офиолитовых комплексов - габбро-перидотитовый (платиноносный) комплекс, сложенный протрузиями ультрабазитов (породы верхней мантии), габбро, амфиболитами и базальтами (нижние части океанической корыго типа).

В настоящее время отложения находятся в деформированном виде, интенсивно сжаты. Можно наблюдать серпентинизированные меланжи.

Стз-О1 – возраст офиолитовой ассоциации Урала (ордовик). Спрединг, приведший к формированию Палеоуральского океана, начался в кембрии. Растяжение пассивной окраины ВЕП – спрединг в ордовике.

PZ3 – закрытие Палеоуральского океана и столкновение континента Балтика с Казахстанским – образовалась зона глубинных надвиговых деформаций. ГУР - корневая зона аллохтонов Западной мегазоны.

Восточная мегазона

Для восточной мегазоны характерно развитие крупных островодужных систем. На Урале выделяется две крупнейшие островные дуги: Магнитогорская дуга (Южно-Уральский сегмент, девон-карбон, вулканиты) и средний и северный Урал, где протягивается полоса островодужных комплексов, имеющих более ранний возраст – силур. Каждая островная дуга отделяется от соседних структур офиолитовым швом.

Тагило-Магнитогорская зона: Магнитогорская (S-D) и Тагильская (O-S) островные дуги - вулканогенно-осадочные толщи:

Офиолитовая сутура (Серовско-Невьянский базит-ультрабазитовый пояс) (как ГУР)

Восточно-Уральская зона: Урало-Тобольский микроконтинент - вулк.-осад. AR-PR1-R=PZ12: гранитоиды PZ3 - главная гранитная ось Урала + Т (Челябинский грабен)

К востоку от зоны островодужных систем располагается Восточно-Уральский антиклинорий – протяженная меридиональная структура, для которой характерны выходы древнейших комплексов. В основе – блок континентальной коры (Урало-

Монгольский микроконтинент). Красными яркими пятнами (рис. 6.6) обозначены позднепалеозойские гранитоидные массивы – результат коллизионных процессов. Кроме того, в пределах этого блока развиты относительно мелководные палеозойские образования. Эту структуру называют главной гранитной осью Урала.

За данной структурой начинается чехол Западно-Сибирской плиты, который в западной части имеет малую мощность и прорезан эрозионными системами. К востоку от Урало-Монгольской зоны расположена *Зауральская зона*:

- Валерьяновский окраинно-континентальный вулканоплутонический пояс
- Тюменско-Кустанайский синклиорий (аккреционный комплекс) каледониды Казахстанского блока - терригенно-карбонатные толщи D3-C1t - вулканиты C1v-s окраинно-континентальный вулканоплутонический пояс на краю Казахстанского континента.

Эта зона связана с развитием Казахстана. Основной наиболее выдающейся структурой является Валерьяновский окраинно-континентальный плутонический пояс, сформировавшийся на краю другого крупного континентального блока.

В Зауральской зоне также выделяются аккреционные комплексы (на окраине Казахстанского континента).

Палеотектонические профили через Западно-Уральский океан в PZ1-2

На рис. 6.8 приведены палеотектонические профили. На схеме бассейны, представленные слева, характеризовались развитием океанической коры. Справа ККК обозначен Казахстано-Киргизский континент. На его краю сформирован вулканический пояс.

На схеме слева можно видеть, что сначала происходит рифтогенез, затем спрединг, субдукция, в условиях которой так же происходило раскрытие бассейнов с корой океанического типа. Финальным этапом является коллизия. В коллизии участвуют не только те блоки, что появились при рифтогенезе как отдельные континентальные блоки, но и комплексы островодужных систем, формирующиеся в общей коллизионной системе. Каждая структура отделяется от другой офиолитовой сутурой – швом на месте существовавшего океанического бассейна.

С С (карбона) начинается постепенное закрытие Палеоуральского океана в условиях субдукции под края континентальных блоков: Урало-Тобольского микроконтинента и Казахстанского палеоконтинента с формированием главной гранитной оси Урала и Валерьяновского ВПП. Коллизия происходила с середины карбона.

С-Р: формировалась складчатость, формирование офиолитовых сутур, магматизм, краевые прогибы, рост горного сооружения.

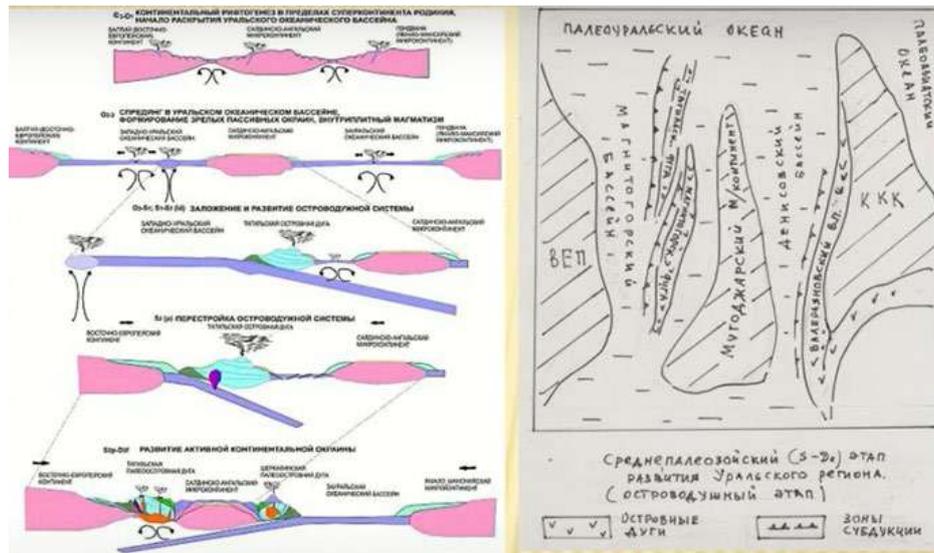


Рис. 6.8. Палеотектонические профили через Западно-Уральский океан в PZ1-2

Полезные ископаемые Урала

Предуралье: алюминий (бокситы, кора выветривания), марганец, фосфориты, бариты, каменный уголь, гипс, ангидрит, каменная и калийная соли, нефть и газ (рис. 6.9).

Урал: Fe-Ti, Ti-Mt и Cr м-ния в габбро и перидотитах, Cu-Zn сульфидные руды в вулканитах; графит, амфибол-асбест (в железистых кварцитах PR). скарново-магнетитовые месторождения вулканоплутонических комплексов, золоторудные, ниобий-цирконовые, вольфрамовые и молибденовые, пьезокварцевые, яшмы (кремнистые породы) - Уральский яшмовый пояс и д



Рис. 6.9. Полезные ископаемые Урала

6.7. Пайхой-новоземельская внутриконтинентальная складчатая система

Пайхой-новоземельская внутриконтинентальная складчатая система вдается в эпибайкальскую западно-арктическую область. Эта зона развевается на продолжении западной мегазоны. ГУР в эту область «не доходит» - комплексы офиолитовых ассоциаций являются принадлежностью только Полярно-Уральского сегмента.

Пайхой-Новоземельская зона является внутриконтинентальной системой (рис. 6.10). Палеозойский бассейн в ней был с корой не океанического типа – присутствовало интенсивное растяжение, рифтогенез и формирование преимущественно осадочных комплексов.

На самом северо-западном участке Урало-Пайхойско-Новоземельского сооружения основные складчатые коллизионные процессы (закрытие бассейна) произошли не в конце палеозоя, а в начале мезозоя (в триасе). Это доказывается тем, что Предпайхойский прогиб выполнен не только пермскими осадками, но и триасовыми. Кроме того, прогиб развивался на коре байкальского возраста в южной части, где находится Тимано-Печорская область; Новоземельская система развивалась на более древнем фундаменте и имеет гринвильский фундамент, деформации которого происходили на рубеже среднего-позднего рифея.

- Пай-Хой, Вайгач и южная часть Новой Земли – байкалиды (флиш R3-V);
- D2-3 - основной магматизм, заложение глубоководного трога;
- С-Р - терригенно-карбонатные толщи, с Р2 развивается моласса;
- Т - покровно- надвиговые деформации. С ЮЗ на СВ: Печорская плита – гряда Чернова (рР породы) - Кортаихинская впадина (12-14 км – на 2/3 - Р2-Т моласса), ЮЗ зона - карбонаты и флиш С-Р1 (=ЗУ зона);
- Главный Пайхойский надвиг; осевая зона – глубоководные сланцы Cm3-D (идентично глубоководным образованиям Лемвинско-Сакмарской подзоны Урала);
- Карская впадина (моласса С-Р);
- Карское море.

Вайгач и Южный о-в Новой Земли - Южно-Новоземельская антиформа - продолжение шельфовой и батинальной зон, разделенных Главным надвигом (характерное крутое залегание и развитие изоклиальной складчатости).

Северная часть Новой Земли:

- гринвильский фундамент (R1-2) - R3-Cm-S (R3-02 флиш, 03-S - глинистые молассоиды. С2-Р (на 3 до Т) - мелководно-прибрежное карбонатно-терригенное осадконакопление;
- Т - деформации. Структура - антиформа и синформа (на 3), надвиг на Баренцевоморскую впадину по крутому взбросу; чередование надвиговых чешуй с изоклиальной складчатостью с полосами спокойного строения.

Формирование Пайхой-Новоземельской системы было связано с раскрытием в ее тылу Южно-Карской впадины.



Рис. 6.10. Пайхой-новоземельская внутриконтинентальная складчатая система

6.8. Складчатая область Казахского нагорья

В складчатой области Казахского нагорья наблюдается выход на поверхность палеозойских складчатых комплексов (рис. 6.11). Эта область преимущественно невысокая, но можно отметить в южной части возрастание высотных отметок.

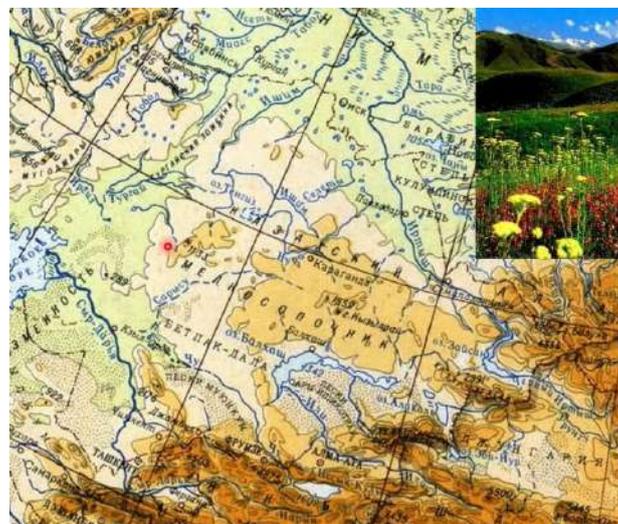


Рис. 6.11. Складчатая область Казахского нагорья

В обрамлении с севера-востока, северо-запада и юго-запада представлены плиты, разделяемые седловиной (рис. 6.12). Складчатая область Казахского нагорья -

внутренняя часть УМПП, в составе - каледониды (PZ1-2) и герциниды (PZ2.3). На тектонических картах показано, что Складчатая область Казахского нагорья располагается на внутренней части Урало-Монгольского пояса, имеет изометричную структуру. Внешняя зона, показанная синим и зеленоватым, представляет собой каледониды; во внутренней зоне, показанной коричневым, представлены герциниды. Складчатая область Казахского нагорья является каледоно-герцинской. Под плитным чехлом граничат герциниды Урала с каледонидами Казахстана.

Границы: на С и З - Западно-Сибирская и Северо-Туранская плиты (под чехлом - граничат с герцинидами Урала и каледонидами Тяньшаня).

На Востоке - герциниды Иртыш-Зайсанской зоны Алтае-Саянской складчатой области.



Рис. 6.12. Складчатая область Казахского нагорья

Казахстанская каледонская система:

Внутренняя система названа по расположению Джунгаро-Балхашской герцинской складчатой системой (рис. 6.13). Герциниды и каледониды разделяются Девонским краевым вулcano-плутоническим поясом. В девоне завершилась каледонская эпоха – к этому времени уже сформировалось каледонское складчатое сооружение. В пределах Джунгаро-Балхашской области существовал Джунгаро-Балхашский океан, являвшийся частью Палеоазиатского океана. На краю континента формировался окраино-континентальный вулcano-плутонический пояс в условиях субдукции коры океана под край континента. Завершение развития герцинской системы ознаменовалось

тем, что Позднепалеозойский Балхаш-Илийский вулcano-плутонический пояс наложился на каледониды и герциниды.

- Запад - эпиконтинентальные образования.
- Восток - коллаж палеоокеанических террейнов
- D краевой вулcano-плутонический пояс (наложен на каледониды)
- Джунгаро-Балхашская герцинская система: СЗ часть - аккреционный комплекс; ЮВ часть - коллаж палеоокеанических террейнов

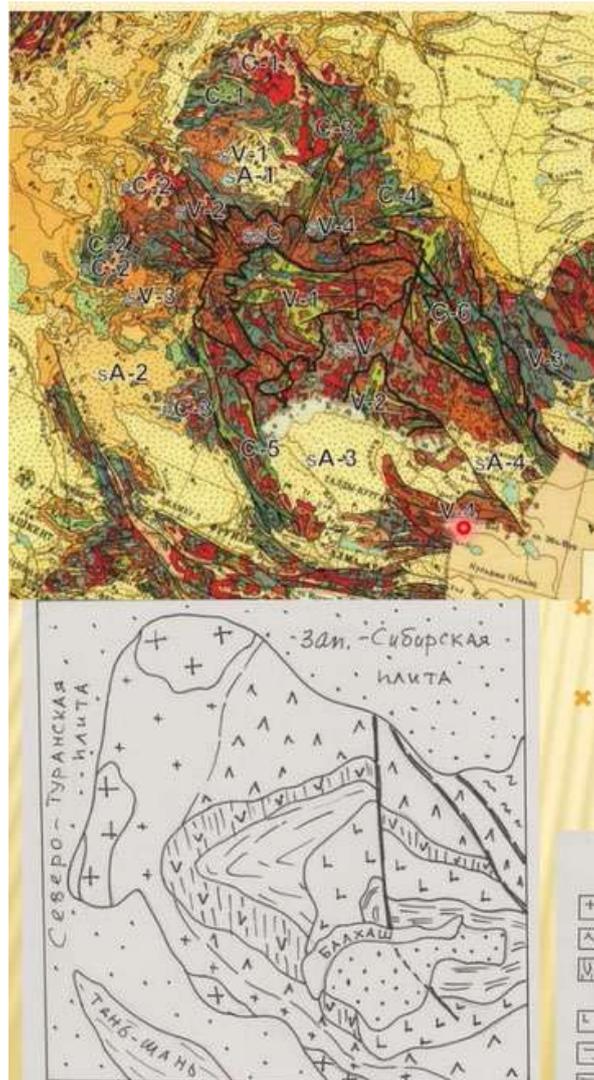


Рис. 6.13. Казахстанская каледонская система

Каледониды (R3-D)

На рис. 6.14 рассматриваются особенности строения каледонской зоны. Тектоническая схема представлена без чехлов, показан фундамент. Позднекаледонские структуры показаны синим цветом, раннекаледонские – сиреневым. Серым показаны

древние континентальные массивы, представляющие собой фрагменты континентальной коры, образовались при расколе Родинии.

На схеме рассматривается не только складчатая область с выходом на поверхность складчатых образований, но и то, что скрыто под чехлом Северо-Туранской плиты.

Западная часть складчатой системы Казахстана развивалась преимущественно на континентальной коре. Поздние каледониды не имеют блочного строения и представляют собой палеоокеаническую зону (развитие островодужных систем).

Западный и восточный Казахстан имеет принципиально разное строение:

- *Западная зона:* (ранние каледониды (такониды) (O/S)) (осадочные кремнисто-карбонатные и терригенные формации): Калмыккульская (C-1) и Байконурская (C-2) зоны.
- *Восточная зона:* (поздние каледониды (чингизиды) (середина S)) (терригенные, кремнистые формации и толщи основных и средних вулканитов): Степнякская (C-3, вулканиты O), Бошекульско-Майкаинская (C-4, of), Бетпакдалинская (C-5, of), Чингиз-Тарбагатайская (C-6, of) зоны.

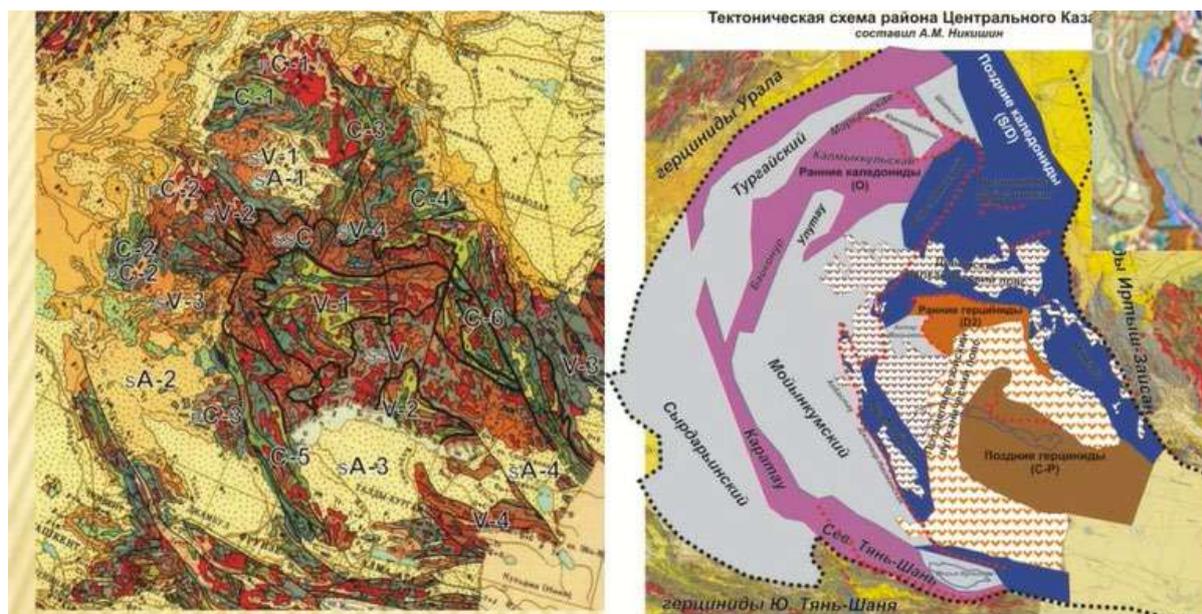


Рис. 6.14. Каледониды (R3-D)

Вулканические пояса каледонид

На рис. 6.15 представлены зоны развития островодужных систем – вулканические пояса. Сиреневым обозначен Западный Казахстан, который формировался на коре континентального типа – формировались рифтогенные прогибы, происходило накопление преимущественно терригенно-карбонатных толщ.

Голубым показана восточная часть каледонской системы, которая развивалась, как палеоокеаническая зона. Первоначально развивались дуги, возникавшие при субдукции океанической коры под океаническую, затем, островные дуги являлись основой заложения зон субдукции, где океаническая кора погружалась под островные дуги. Далее происходило общее формирование каледонских структур:

Сm1-2 и Сm3-О1 - энсиматические островные. Совмещаются в О с формированием сложной покровно-складчатой структуры – Сарыаркинский ВП.

О2-3 - энсиалическая островная дуга, залегающие на фундаменте, сложенном комплексами Сарыаркинского пояса и рСm сиалическими образованиями. Простая складчатая структура - Чингиз-Северотяньшаньский ВП.

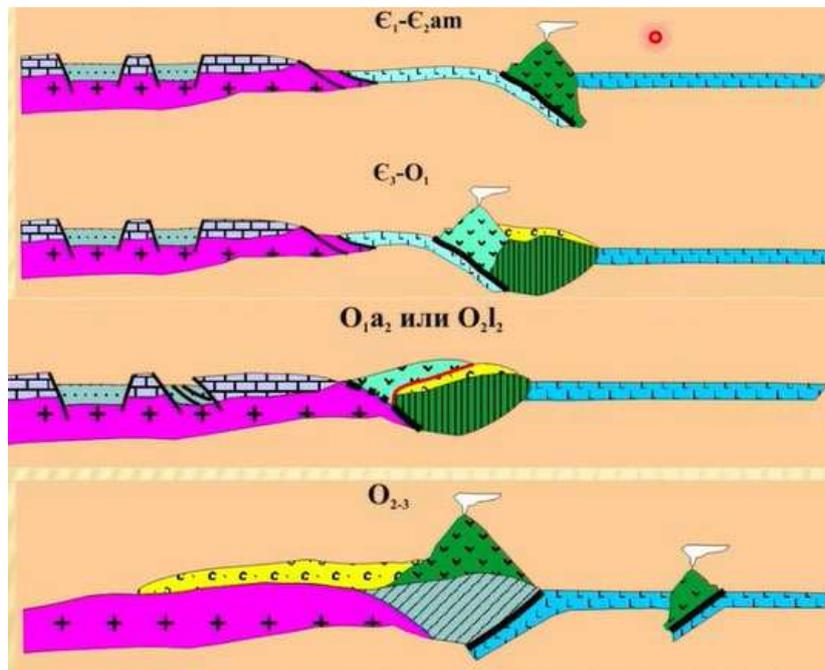


Рис. 6.15. Вулканический пояс каледонид

Девонский краевой вулcano-плутонический пояс (SSC)

Данная структура явилась тектонотипом структур подобного происхождения – надсубдукционный окраинно-континентальный вулканический пояс (рис. 6.16).

- Внешняя зона – переход к континентальным фациям и древним структурам в основании: наземные вулканы контрастного состава. В начале D2 складчатые деформации тельбесская фаза. Менее мощные кислые вулканы.
- После (gv-tr) наземные извержения и интрузии гранитоидов. Широкие молассы.

- Внутренняя зона – девонские вулканиты фациально замещаются на морские вулканогенно-терригенные толщи более основного состава: основные андезиты и базальты, более мощные отложения.

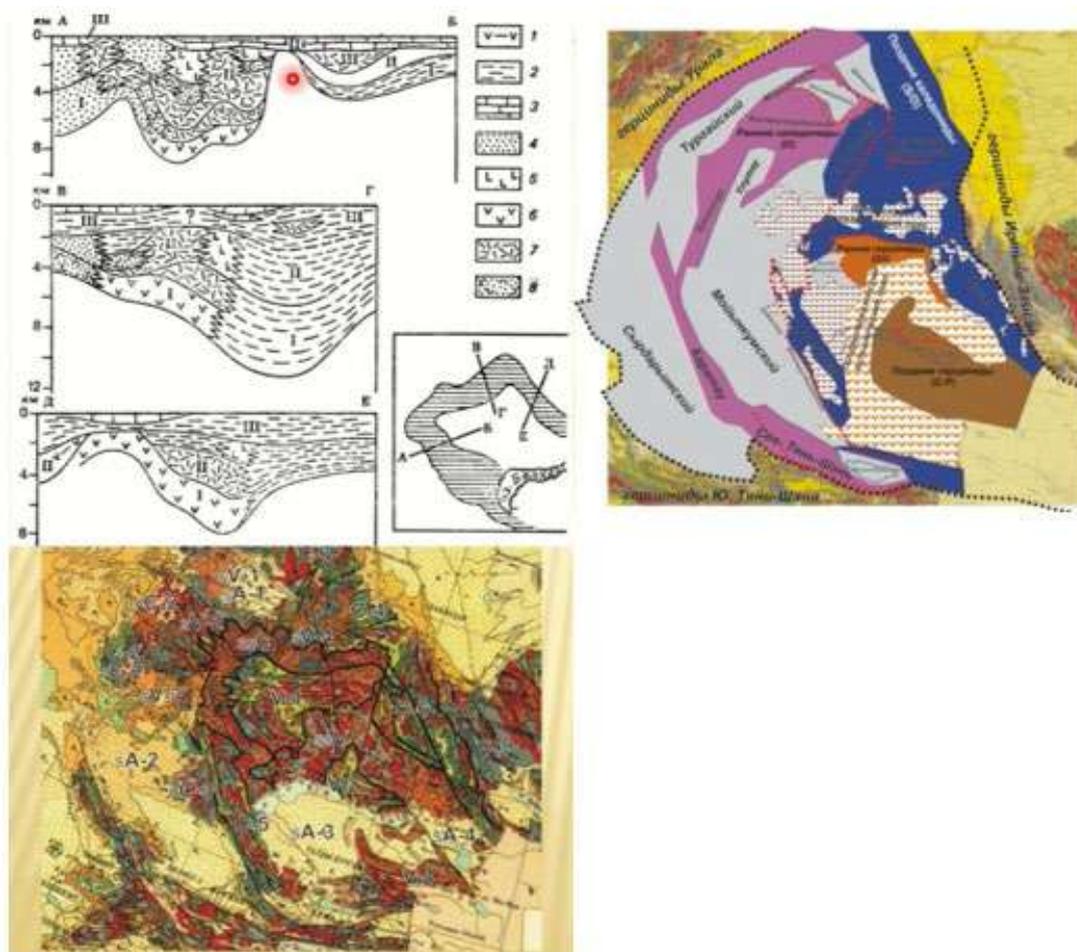


Рис. 6.16. Девонский краевой вулканоплутонический пояс (SSC)

Наложённые впадины: Тенгизская (sV-1) и Джезказганская (sV-3), зона глыбовых складок Сарысу-Тенизского водораздела (sV-2). Карагандинская.

В течении девона, карбона и перми Каледонская складчатая система, сформировавшаяся к концу девона, преобразовалась в стабильный блок, в окружении которого находились океанические бассейны. Кергизо-Казахстанский континент покрывался эпиконтинентальными морями. В этих условиях на значительной части сформировался чехол (рис. 6.17). Западный Казахстан перекрыт позднепалеозойскими отложениями.

Комплексы отложений, формировавшихся одновременно с развитием океанических бассейнов, являются сингерцинскими чехлами.

В конце палеозоя произошло закрытие океанических бассейнов – морские отложения в карбоне и перми сменяются на континентальные молассового типа.

Особенностью чехлов таких относительно небольших континентальных плит является то, что они подвергаются деформациям под влиянием окружающих процессов в герцинских орогенах. Деформации носят особенный характер глыбовых деформаций с преимущественным перемещением по круто залегающим разломам.

- D-C1 - локально в мульдах и грабенах
- Чехол мелководно-морских терригенно-карбонатных отложений (D3fm-C).
- В D и C локально соленосные толщи.
- C-P - континентальные молассоиды
- В конце PZ складчатые и складчато-глыбовые деформации.
- Уголь (C) - Экибастузская впадина в восточной части каледонской системы.

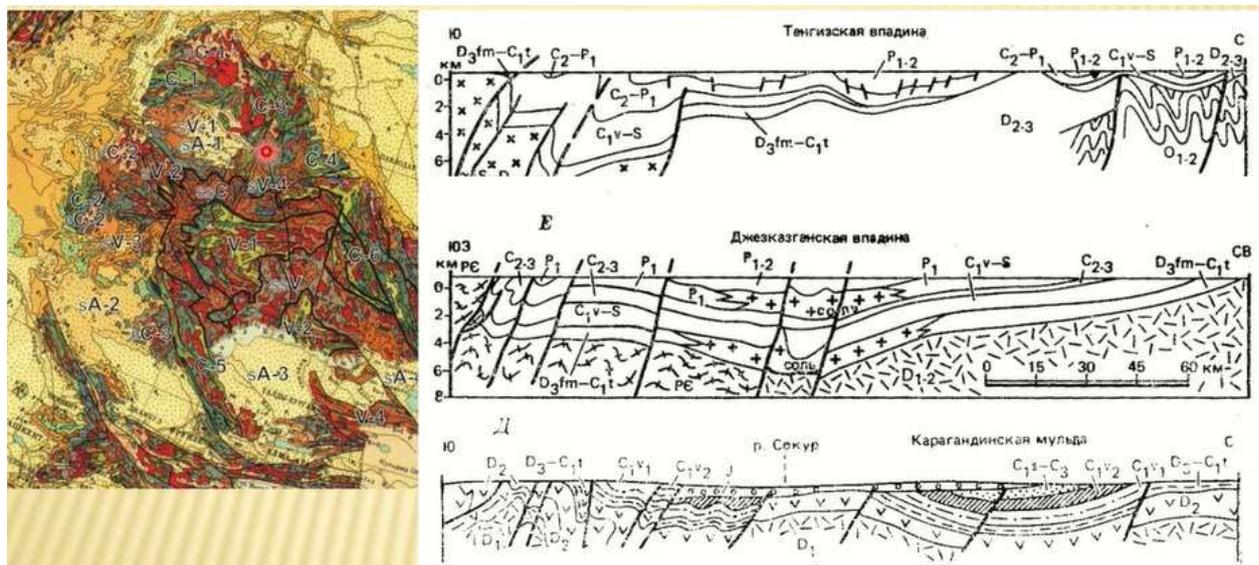


Рис. 6.17. Наложенные впадины

Джунгаро-Балахашская герцинская складчатая система (D2-P)

На рис. 6.18 представлена Джунгаро-Балахашская герцинская складчатая система. Присутствуют отдельные микроконтинентальные блоки, зона развивалась на месте Джунгаро-Балахашского океанического бассейна. Выделяются ранние и поздние герциниды. Перед фронтом данной мощной надсубдукционной структуры формировался аккреционный комплекс и офиолитовая ассоциация.

В поздних герцинадах также хорошо развита офиолитовая ассоциация, что видно в структуре Северо-Балхашского антиклинория. Возраст офиолитовой ассоциации в пределах каледонской и герцинской системы относится к концу позднего протерозоя – началу палеозоя. Офиолиты связаны с заложением океанического бассейна при распаде суперконтинента Родиния. Это означает, что возраст офиолитов может быть одинаковым и в каледонидах, и в герцинидах.

Внутренняя зона каледонской складчатой области Казахского нагорья насыщена гранитоидными интрузивными телами, начиная с девонских гранитоидов, сопровождавших формирование девонского вулcano-плутонического пояса, и до позднепалеозойских гранитоидов во внутренней части.

Форма системы не первична. Вероятно, каледонские системы испытали наложенные деформации, в том числе, герцинские. Мощные коллизийные деформации в условиях сжатия привели к тому, что каледонская система претерпела деформации изгиба.

- V-1 - Спасско-Тектурмасская зона - ранние герциниды – аккреционный комплекс с офиолитами
- V-2 - Северо-Балхашская зона - поздние герциниды аккреционный комплекс с офиолитами
- V-4 - Джунгарская зона - поздние герциниды
- ssV - Балхаш-Илийский вулканический пояс -кислые наземные вулканиты.

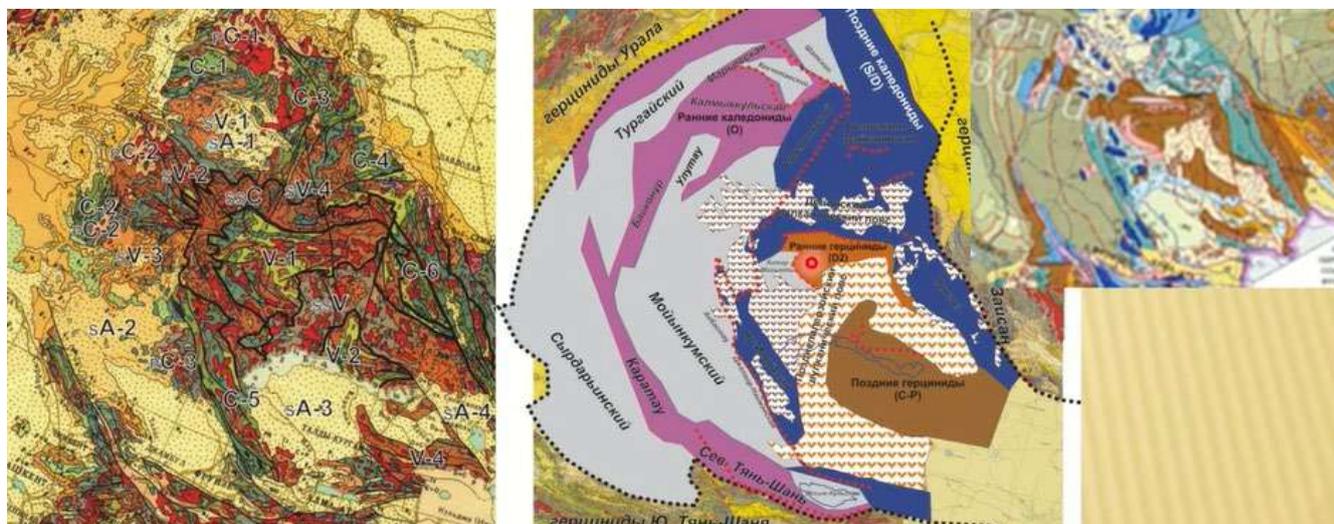


Рис. 6.18. Джунгаро-Балахашская герцинская складчатая система (D2-P)

Мезозойский комплекс

Палеозой завершил формирование континентальной коры крупного континентального блока – палеозойские деформации привели к формированию суперконтинента Пангея. В пределах данного суперконтинента с конца палеозоя начинается формирование чехлов. В основном чехлы развивались на крупных плитах, на складчатых областях мезозойские и кайнозойские отложения развиты локально (рис. 6.19).

T-J - слабые поднятия, денудация, развитие грабенов и наложенных брахиморфных впадин (мульд) (Карагандинская. Шубаркульская. Майкюбенская). Несогласно на PZ. Слабая дислокация, разрывы взбросо-надвигового типа. Континентальные угленосные отложения (доплитный комплекс чехла). М - 1.5-2 км.

К - развитие кор выветривания - в обрамлении, в пределах окружающих плит.
 Континентальные и морские

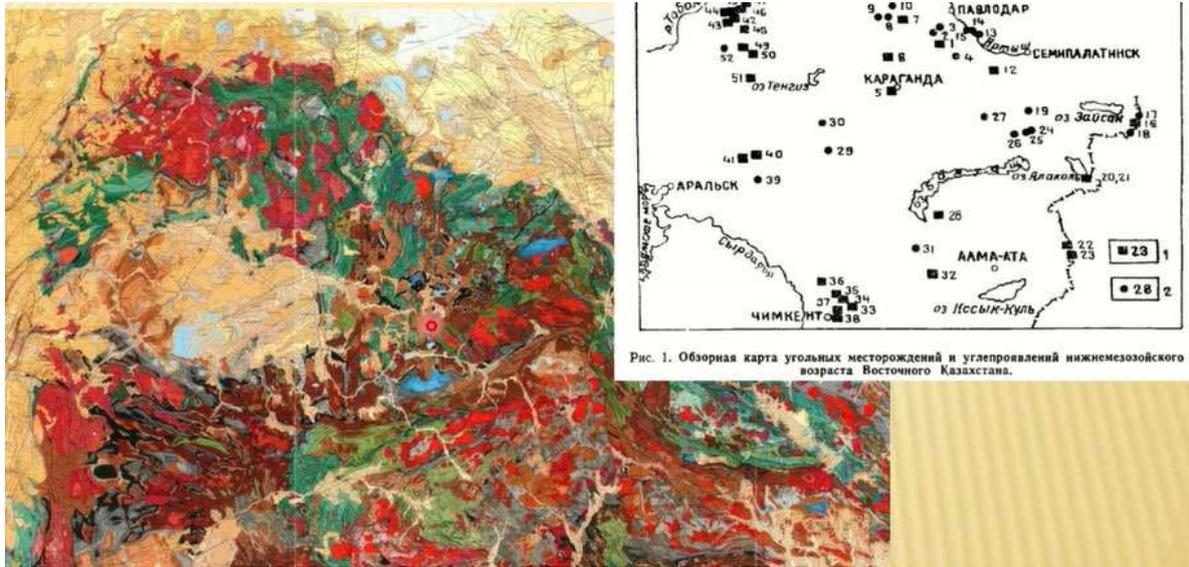


Рис. 6.19. Мезозойский комплекс

KZ комплекс

Кайнозойский комплекс развит более широко (рис. 6.20). Широкие наложенные впадины с плитным чехлом (М первые сотни м) (небольшие плиты - параплакосы). Впадины развиваются как отрицательные структуры в местах расположения озерных котловин.

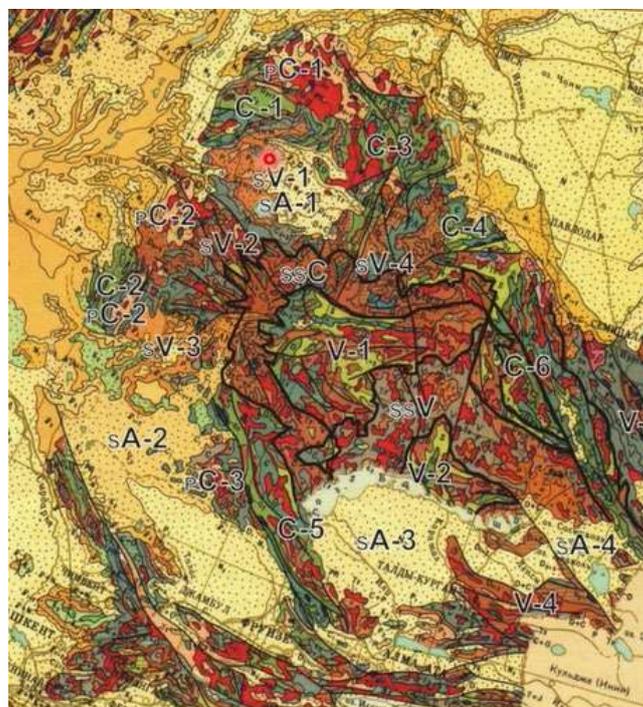


Рис. 6.20. KZ комплекс

В северной части мощность кайнозойских отложений составляет первые сотни метров, в то время как в южной части в более гористой местности кайнозойский комплекс более мощный и грубообломочный, приобретает черты межгорных впадин.

Впадины:

- SA-1 - Тенгизская
- SA-2 - Чуйская
- SA-3 - Балхашская
- SA-4 – Алакольская

Полезные ископаемые Казахстана

Распространение полезных ископаемых Казахстана (рис. 6.21):

- Черные металлы - докембрий Улутаусского массива в джеспилитах, скарновые руды в приконтактных зонах О и S гранитоидов в каледонидах, стратиформные Fe-Mn м-ния в D глинисто-кремнисто-карбонатных и красноцветных терригенных отложениях.
- Медь - медистые песчаники Джезказгана (С); меднопорфировые руды в Прибалхашье (Коунрад); медноколчеданные руды в каледонидах (Бошекуль, Майкаин); медно-полиметаллические скарновые Успенской зоны смятия; медно-редкометалльные (Актау-Моинтинская, Жаман-Сарысуйская зоны).
- Золото: Степнякская зона, Бетпакдала - пограничные зоны между массивами и каледонскими складчатыми зонами; Прибалхашье, Джунгарский Алатау.
- Бокситы - в карстовых полостях фаменских известняков - Тургай.

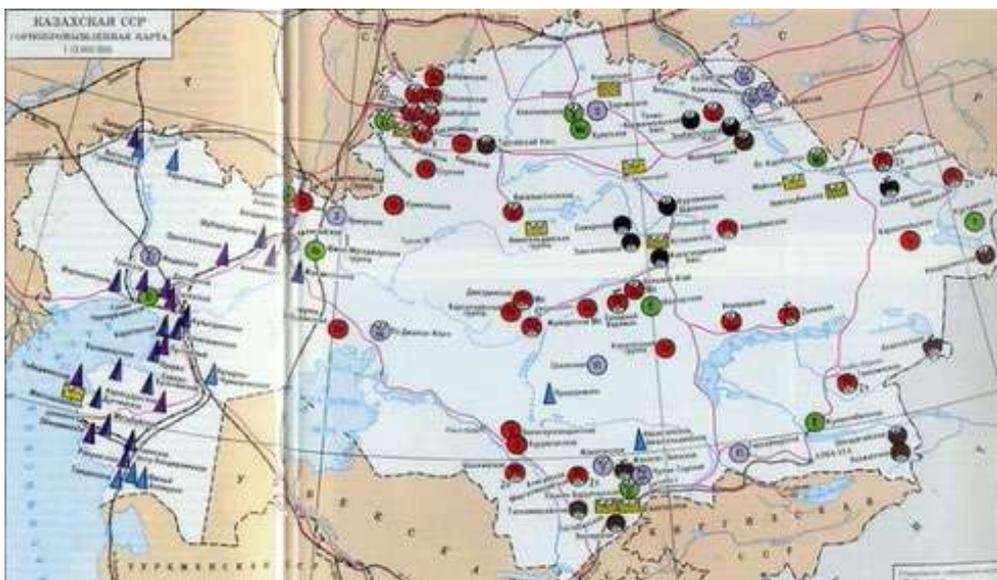


Рис. 6.21. Полезные ископаемые Казахстана

Уголь

- Распространение угольных бассейнов Казахстана (рис. 6.22):
- Угольные бассейны: озерно-прибрежные (лимнопаралические) угленосные толщи С: Карагандинский (каменные угли), Экибастузский (антрациты) бассейны
- Лимнические отложения J: бурые угли .
- Нефть, газ - молодые плиты.
- Крупнейшее в мире угольное месторождение Экибастуз



Рис. 6.22. Угольные бассейны Казахстана

6.9. Складчатая область Тянь-Шаня

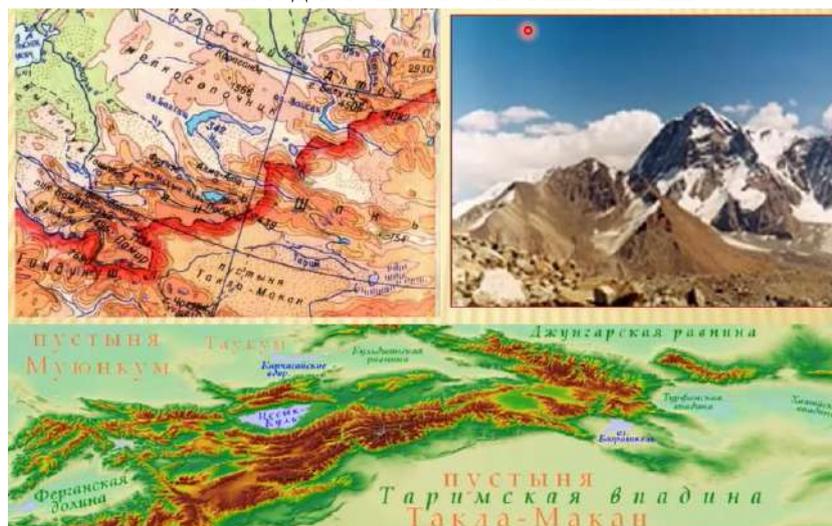


Рис. 6.23. Складчатая область Тянь-Шаня

Складчатая система Тянь-Шаня - горная система протяженностью более 3500 км. Высоты достигают 7000м (Пик Победы, Хан-Тенгри) (рис. 6.23). Находится в обрамлении Таримского блока. На карте бывшего СССР представлена лишь часть горной системы – Западный Тянь-Шань. Восточный Тянь-Шань расположен на территории Китая.

Тектоническое положение

Тянь-Шань образует внешнюю дугу УМПП, представляет собой систему раздвигающихся хребтов, что хорошо видно по выходам на поверхность складчатых комплексов (рис. 6.24). На СЗ переходит в СС Урала (под чехлом плиты), на ЮВ уходит в Китай вдоль Таримского блока.

Зональное каледоно-герцинское сооружение (Северный ТШ - каледониды, Срединный ТШ - каледониды, переработанные в герцинском цикле, Южный ТШ - герциниды). Срединный Тянь-Шань представлен только на западе, поскольку Северный и Южный сливаются.

Тянь-Шань и Складчатая область Казахского нагорья разделяется на основании залива плиты. В действительности это единая система по фундаменту – Казахстано-Киргизский континент.

Кайнозойская дейтероорогеновая область (область повторного орогенеза) - новейшие поднятия и впадины общим размахом вертикальных движений более 10 км.

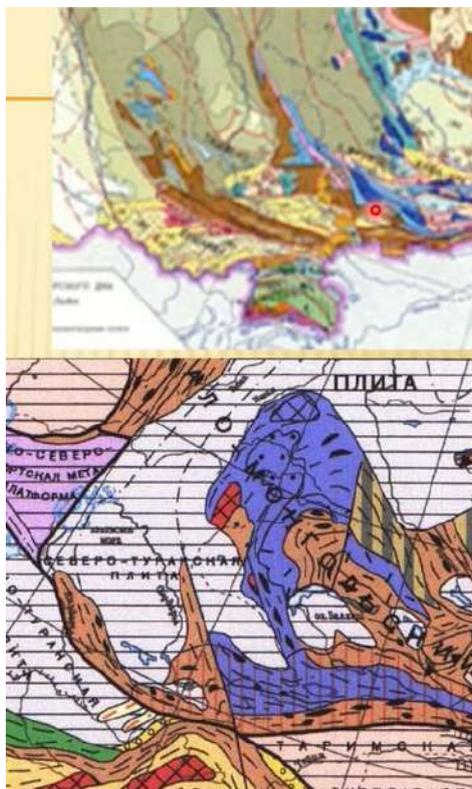


Рис. 6.24. Тектоническое положение

На рис. 6.25 представлена схема расположения структурных элементов Складчатой области Тянь-Шаня. Показаны основные структурные элементы.

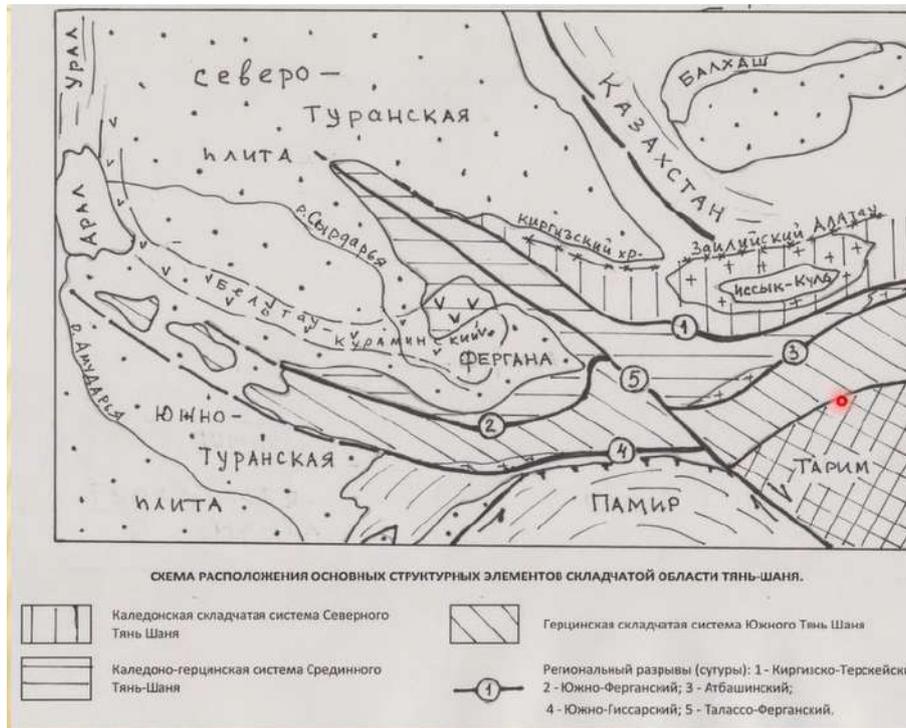


Рис. 6.25. Схема расположения структурных элементов Складчатой области Тянь-Шаня

На рис. 6.26 представлены Северный, срединный и южный Тянь-Шань. Видно, что Срединный Тянь-Шань замыкается, а затем расширяется.

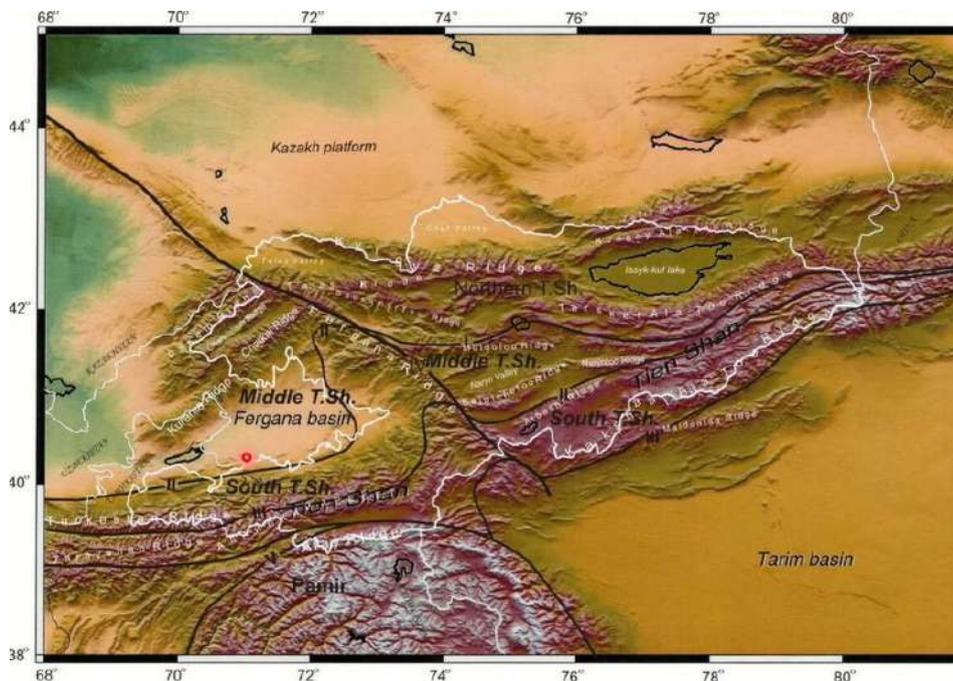


Рис. 6.26. Схема расположения структурных элементов Складчатой области Тянь-Шаня

Орогидрография Тянь-Шаня

На рис. 6.27 представлена орогидрография Тянь-Шаня. В связи с тем, что современная кайнозойская геодинамика определяет развитие высокогорных хребтов, орогидрография очень важна – все выделяемые структуры называются по присутствующим хребтам.

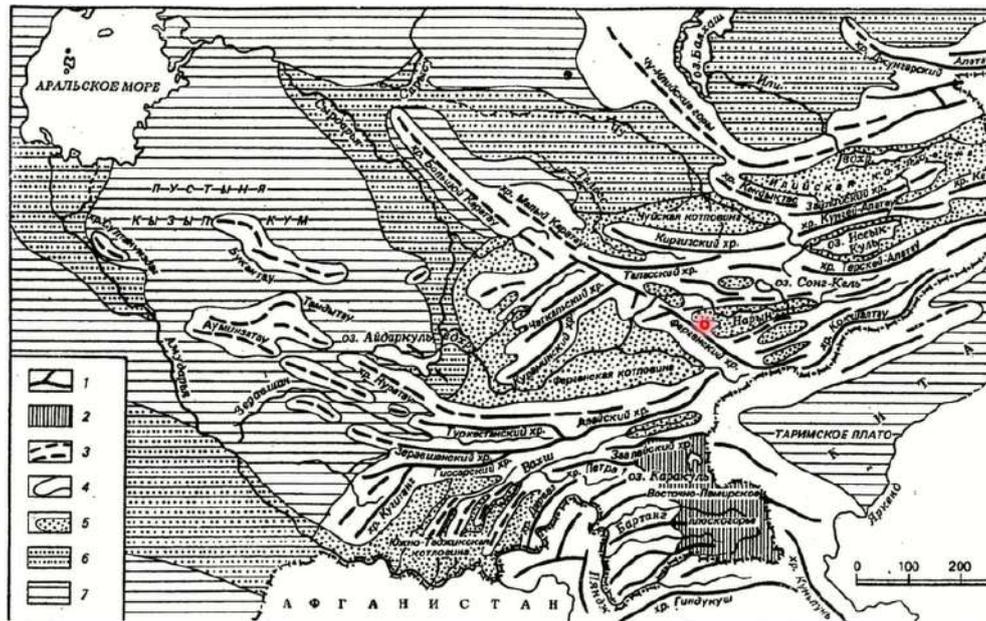


Рис. 6.27. Орогидрография Тянь-Шаня

Северный Тянь-Шань - каледонская складчатая система

Представляет собой южную часть Казахстано-Северо-Тяньшаньского массива ранней (каледонской) консолидации (рис. 6.28).

К Северному Тянь-Шаню относится Мойынкумский массив, находящийся под Чуйской впадиной. В краевых зонах можно наблюдать выступы фундамента массива.

Важнейшую часть каледонской складчатой системы составляет Киргизско-Терская зона с офиолитами. Зона развивалась на месте Палеоазиатского океана.

Выходы фундамента Исыккульского массива, расположенного под Исыккульской впадиной, хорошо видны в хребтах, окружающих Исыкуль.

Разрез Северо-Тянь-Шаньской каледонской складчатой системы:

- pR - дорифейский фундамент: $R1-2$ - в грабенах (гренвильская складчатость $R2/R3$)
- $R3-PZ1$ - байкало-каледонский комплекс с офиолитами и островодужными образованиями -
- деформирован и интродуцирован гранитоидами перед S .

- D-C - сингерцинский чехол - континентальные и морские вулканогенно-осадочные образования
- MZ-KZ - платформенные континентальные образования.

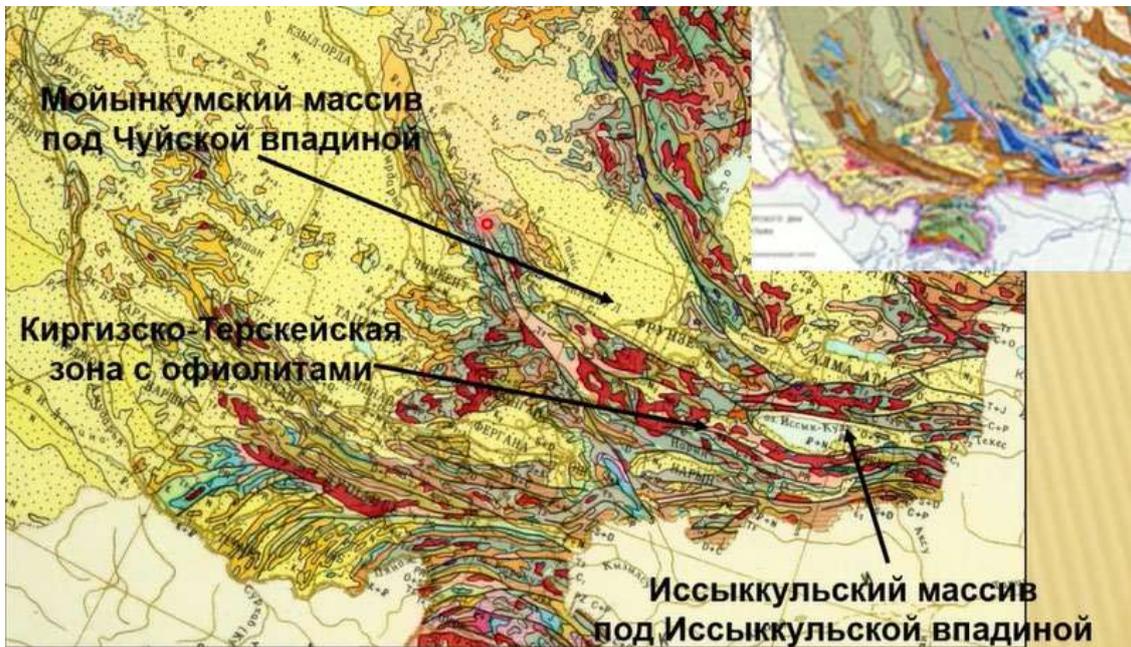


Рис. 6.28. Северный Тянь-Шань - каледонская складчатая система

Срединный Тянь-Шань - каледонские и герцинские комплексы на Сырдарьинском срединном массиве

На рис. 6.29 представлены каледонские и герцинские комплексы на Сырдарьинском срединном массиве. Обрамление массива образуют:

- Малокарату-Таласская - северная пассивная окраина Сырдарьинского массива
- Курамино-Ферганская зона позднепалеозойская активная окраина массива
- Чаткало Нарынская зона – PZ деформированный чехол средней части массива

Все перечисленные структуры представляют собой палеозойский чехол крупнейшего Сырдарьинского массива.

- rR - дорифейский фундамент; R - байкальский осадочно-вулк. комплекс и молассы V.
- Каледонский - Cm-O кремнисто-сланцево-карбонатный комплекс и молассы S.
- Сингерцинский чехол - D1-2 наземно-вулканогенные и обломочные и D3-C1 карбонатные образования, деформированные в середине S.

Особенной структурой является Курамино-Ферганская зона. Вся область Казахстана, Северного Тянь-Шаня и Срединного Тянь-Шаня к концу палеозоя превратилась в один гигантский континент. К югу располагалась еще не сформировавшаяся складчатая Южная Тянь-Шанская зона. Курамино-Ферганская зона – зона, где наблюдается выход на поверхность продуктов вулcano-плутонического пояса. Пояс имеет невероятно огромный размер – единая зона окраины Казахстано-Киргизского континента.



Рис. 6.29. Срединный Тянь-Шань - каледонские и герцинские комплексы на Сырдарьинском срединном массиве

Южный Тянь-Шань - герцинская складчатая система.

На рис. 6.30 представлен Южный Тянь-Шань. Выделяется несколько сегментов (рис. 6.30):

- Центральный Гиссаро-Алайский сегмент
- Южно-Ферганская of зона (Гиссаро-Алайский сегмент)
- Кызылкумский сегмент
- Кокшалтауский сегмент
- Южно-Гиссарская of зона (Гиссаро-Алайский сегмент)
- Ферганский сегмент

На карте виден гигантский разлом, пересекающий все зоны Северного, Срединного и Южного Тянь-Шаня. В зоне разлома Южно-Тянь-Шанские области испытывают сложные деформации.

К особенностям строения Южно-Тянь-Шаньского сооружения относятся поздние герциниды и офиолитовые ассоциации, встречающиеся по южной и северной окраинам.

- Палеоокеанические зоны - офиолиты (R3) вулканогенно-осадочные комплексы S-D-C
- «Палеоконтинентальные» зоны - Туркестано-Алайская (Алайский микроконтинент) - сланцевые, кремнистые, карбонатные, терригенные образования.

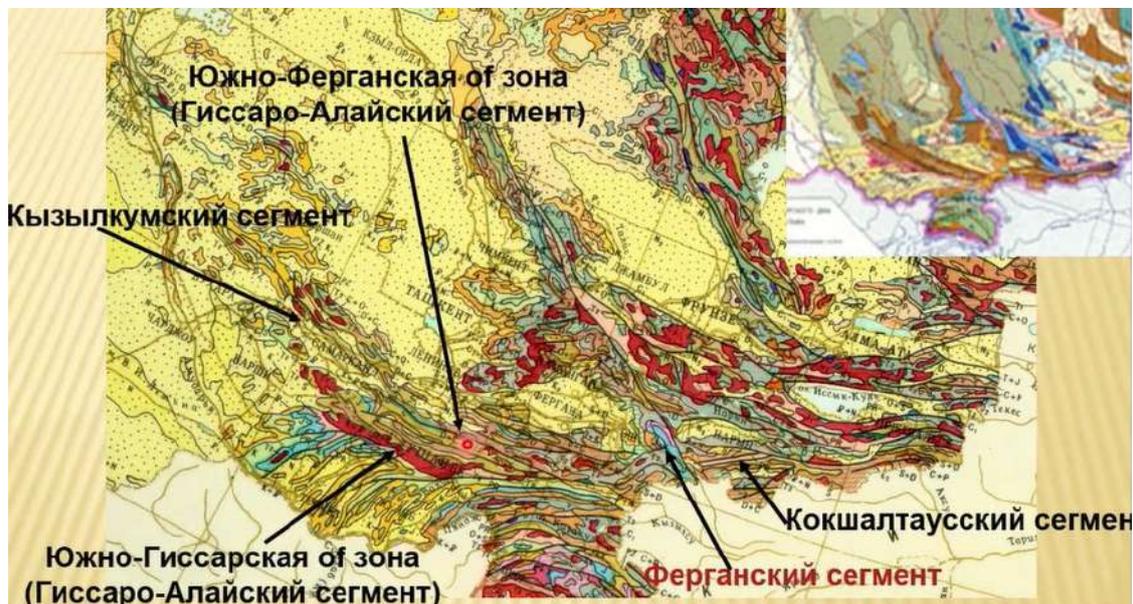


Рис. 6.30. Южный Тянь-Шань - герцинская складчатая система.

Кызылкумский, Ферганский и Кокшалтауский сегменты

Кызылкумский сегмент: на R залегают карбонатно-терригенный PZ с несогласием в D (каледонская складчатость) - выступает в эрозионных окнах из-под MZ-KZ чехла. В аллохтонном залегании of PZ1.

Ферганский сегмент: PZ структуры огибают блок до PZ фундамента вдоль Таласо-Ферганского разлома, образуя Ферганскую сигмоиду.

Кокшалтауский сегмент: аналоги зон Гиссаро-Алайского сегмента, кр Южно-Гиссарской зоны. Надвигание на Таримский массив.

Структуры западного Тянь-Шаня

На рис. 6.31 приведены структуры западного Тянь-Шаня. Красные линии - офиолитовые сuture. NTS (коричневый) - Северный Тянь-Шань (в Китае - Центральный ТШ); MTS (синий) - Средний ТШ (Каратау-Таласский террейн - серо-синий); STS (зеленый) - Южный ТШ; YB (желтый) - Илийский PZ вулканический пояс. Границы террейнов не всегда соответствуют сuture из-за постколлизивной покровной тектоники.

B - бассейны; A - разломы; D - озера K - хребты; СТЕНЫ - Северный NI в Китае; TFF - Таласо-Ферганский разлом (черная линия). На врезке - деление ТШ: WTS -

Западный; CTS - Центральный (Киргизский); ETS - Восточный (Китайский) (по материалам Bande et al. ((2015a), Lowry et al. ((2015). Alexeev et al. (2016).

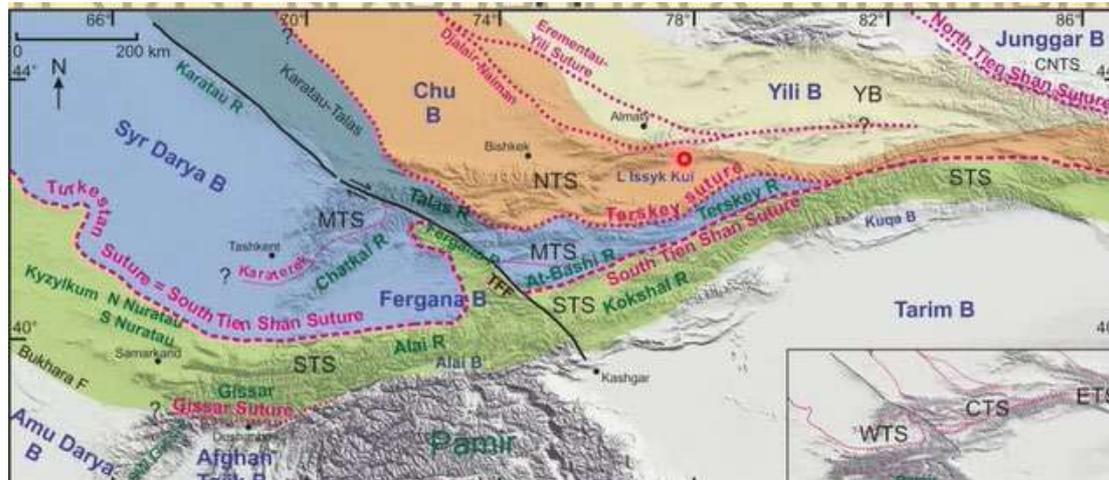


Рис. 6.31. Структуры западного Тянь-Шаня

На рис. 6.32 представлен схематический разрез Тянь-Шаня. Видны континентальные блоки с чехлами; офиолитовые сутуры и аккреционные комплексы представлены отдельными узкими складчатыми системами.

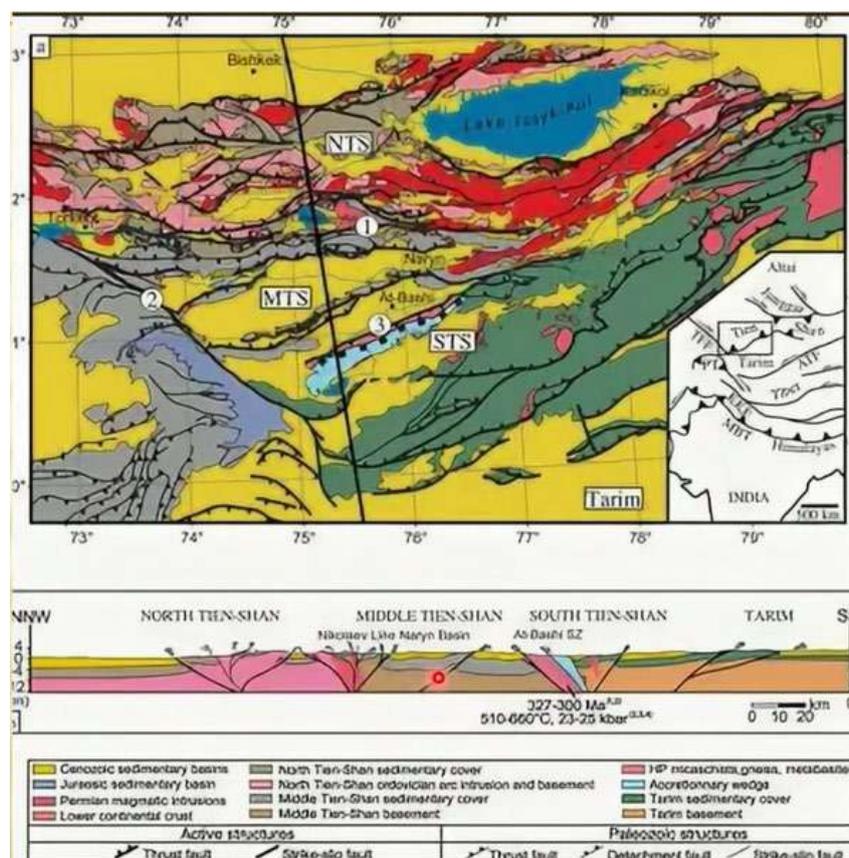


Рис. 6.32. Схематический разрез Тянь-Шаня

На рис. 6.33 также представлена схема развития офиолитовых сутуры Палеоазиатского океана.

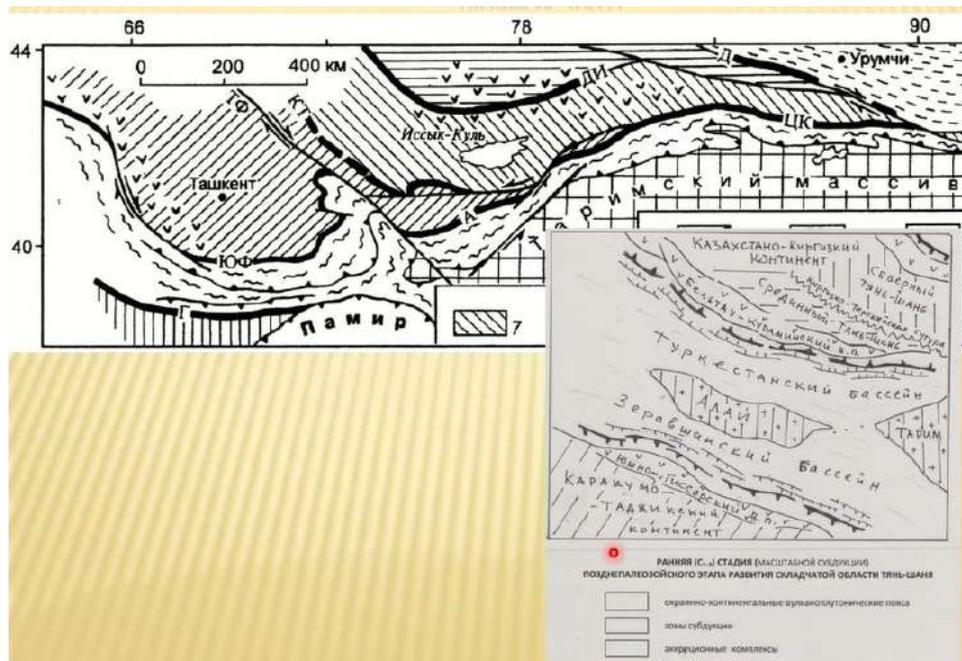


Рис. 6.33. Офиолитовые сутуры Палеоазиатского океана

MZ-KZ структура

MZ1 - небольшие впадины, выполненные континентальными отложениями Т-Ж - Леонтьевская, Ферганского хребта (рис. 6.34).

MZ2-KZ - предгорные (Илийская, Чуйская, Приташкентская и др.), межгорные (Ферганская, Нарынская, Иссыккульская и др. и внутригорные впадины, выполненные маломощными К-Рg отложениями и N-Q молассаами до 7 км.

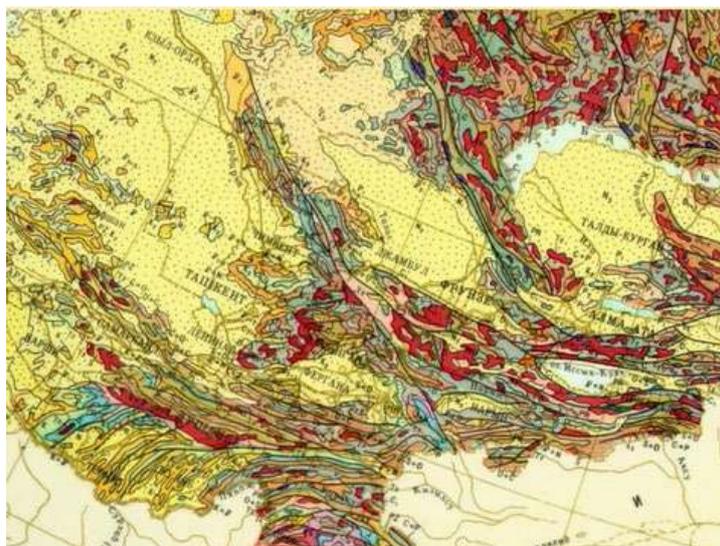


Рис. 6.34. MZ-KZ структура

Лекция 7. Урало-Монгольский подвижный пояс: Алтай-Саянская и Забайкало-Охотская складчатые области. Западно-Сибирская и Северо-Туранская молодые плиты

7.1. Алтай-Саянская складчатая область

На рис. 7.1 изображена Алтай-Саянская складчатая область относительно окружающих ее областей.



Рис. 7.1. Тектоническая карта

Алтай-Саянская складчатая область (АССО) – границы

Границы АССО приведены на рис. 7.2. На востоке АССО отделена Главным Восточно-Саянским разломом от Енисейско-Присаянской перикратонной складчатой области и Сибирской платформы, на западе - Восточно-Чингизским разломом от складчатой области Казахского нагорья. На севере структуры АССО перекрываются MZ-KZ чехлом Западно-Сибирской молодой плиты, а на юге - продолжается на сопредельные территории Монголии и Китая.

На рис. 7.3 приведена физическая карта. Частично данная горная система включена в Алтай, частично – в Саяны и восточный Саян. На севере АССО подходит к Западной Сибири, где расположены возвышенности и кряжи. По сравнению с областью Казахского нагорья, в АССО явно проявлен высокогорный рельеф.

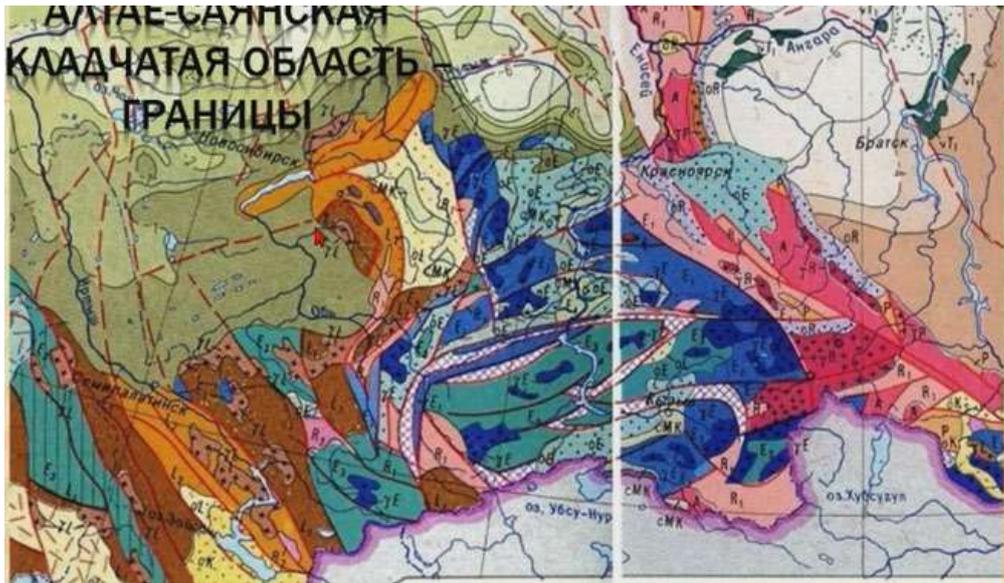


Рис. 7.2. Алтае-Саянская складчатая область. Границы.

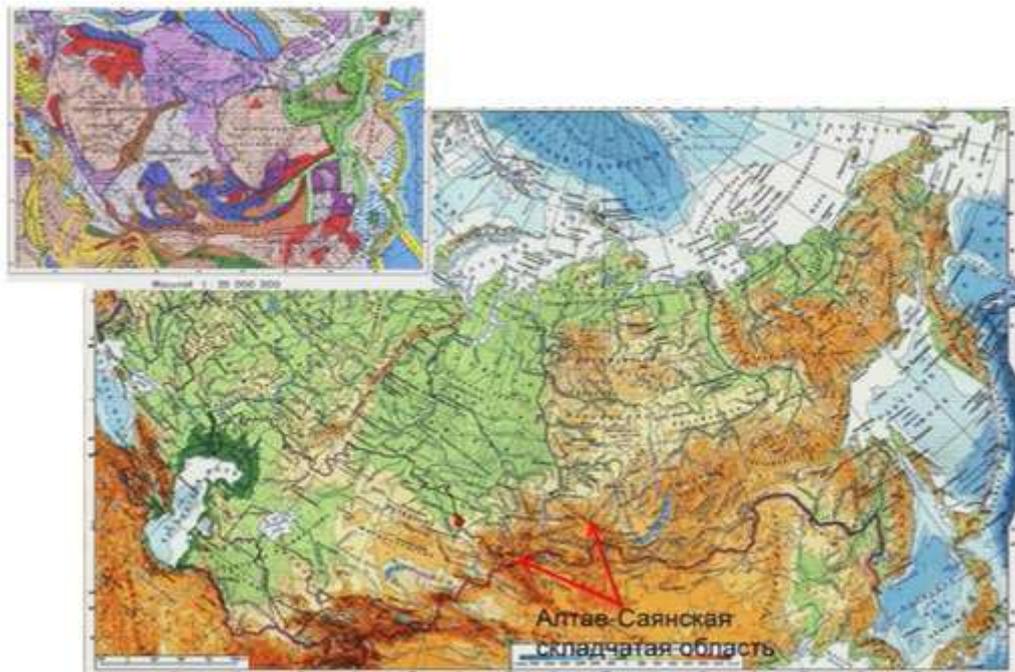


Рис. 7.3. Физическая карта

Рельеф

На значительной части территории господствует контрастный горный рельеф. Основные орографические единицы - средне- и высокогорные хребты (Хамар-Дабан, Восточный и Западный Саян, Алтай, а также Абаканский, Кузнецкий Алатау и др.) и разделяющие их межгорные котловины (Северо- и Южно-Минусинские, Кузнецкая, Тувинская, Зайсанская).

Область дренируется многочисленными водотоками верховьев бассейнов главных водных артерий Западной Сибири - рек Оби и Енисея. Рельеф создан тектоническими движениями позднего кайнозоя.

АССО занимает южные гористые районы Западной и Средней Сибири между Казахстаном и юго-западным обрамлением Сибирской платформы.

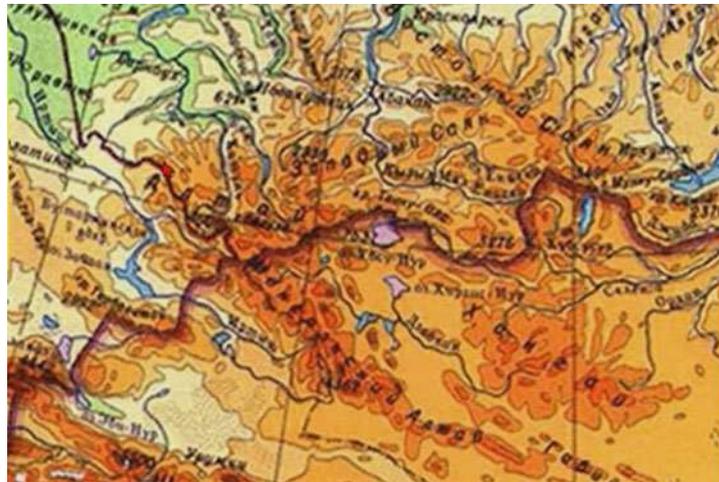


Рис. 7.4. Рельеф

На геологической карте (рис. 7.5) можно наблюдать, АССО – область развития палеозойских и, местами, допалеозойских толщ (каледоно-герцинская складчатая область).

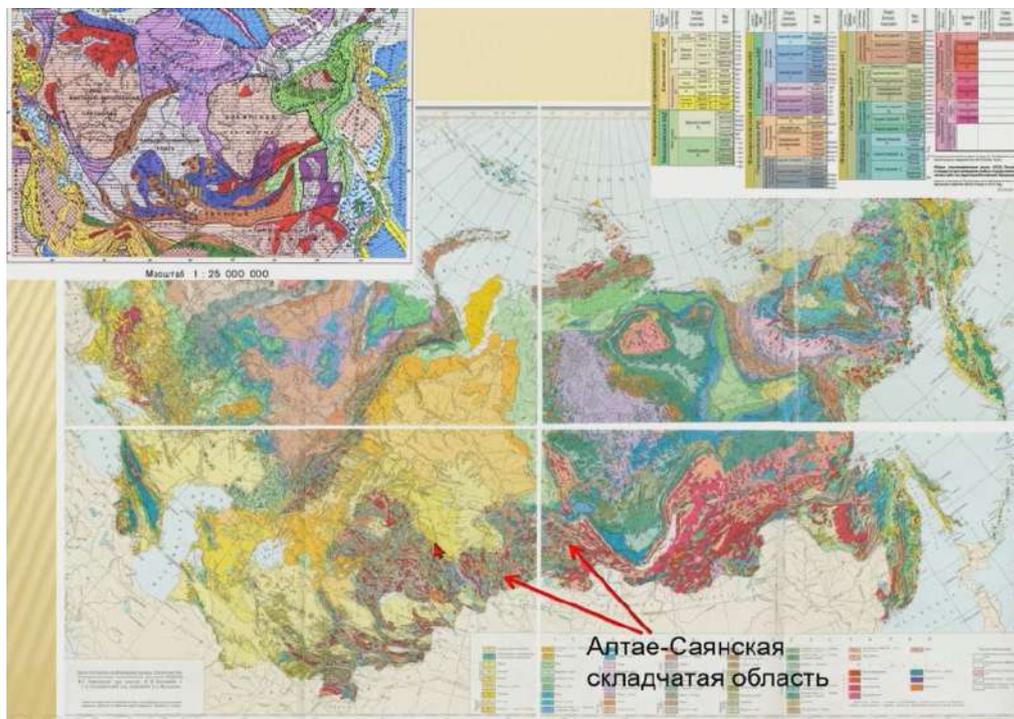


Рис. 7.5. Геологическая карта АССО

7.2. Тектоническое районирование и геологическое строение

На геологической карте (рис. 7.6) намечены основные структуры. Современный структурный план АССО определяется сочетанием разновозрастных различно ориентированных складчатых систем и разделяющих их срединных массивов (жестких блоков земной коры ранней консолидации) - сложная мозаика блоков-террейнов разного происхождения, деформированных в разное время и аккрецированных (причлененных) к Сибирскому кратону до начала МЗ.

В КЗ2 происходит тектоническая активизация, становление современного рельефа: горных хребтов - новейших поднятий и глубоких прогибов - внутренних впадин.

Соотношение древнего (палеозойского) и новейшего (кайнозойского) структурных планов в разных частях АССО различны. В одних случаях новейшие деформации наследуют более ранние и усложняют их, а в других являются новообразованными (наложенными).

Процесс формирования АССО происходил через последовательное причленение складчатых областей к Сибирской платформе. В западной части АССО, где наблюдаются наиболее молодые позднегерцинские системы, структуры принадлежат к средней части Палеоазиатского океана.

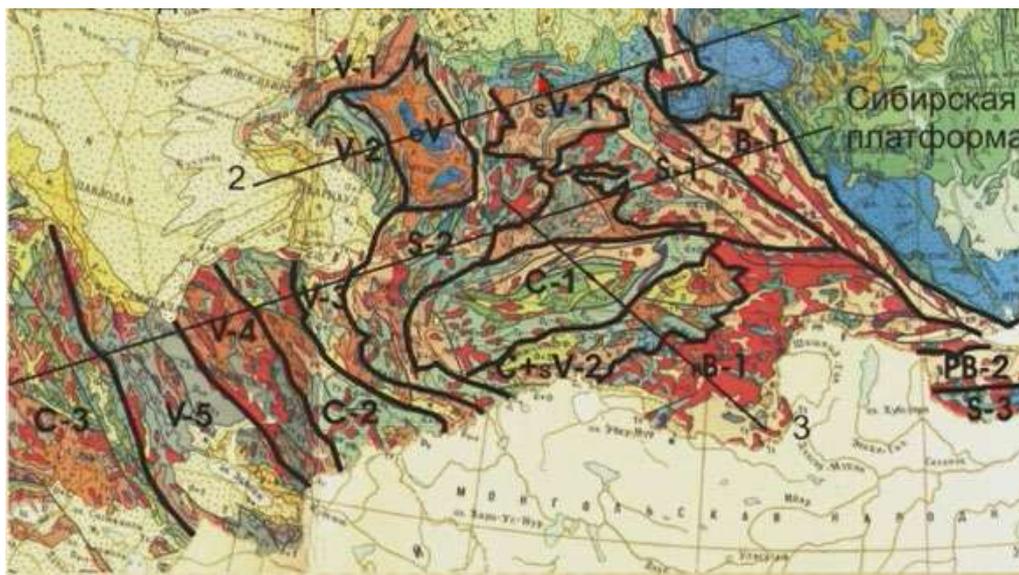


Рис. 7.6. Геологическая карта. Тектоническое районирование

На рис. 7.7 приведена тектоническая схема, составленная на основе геологической карты. Красным обозначены древние докаледонские (раннедокембрийские и байкальские комплексы - срединные массивы-микроконтиненты). Фиолетовым - салаириды (См), синим - каледониды (до D), коричневые - герциниды (PZ3). Черным - офиолиты - комплексы палеоокеанической коры.

Значительная часть на каледонидах занята светлыми полями – сингерцинскими чехлами. При формировании герцинских систем каледонская зона, будучи континентальной частью, представляла собой совокупность эпиконтинентальных бассейнов с комплексами отложений на континентальной коре.

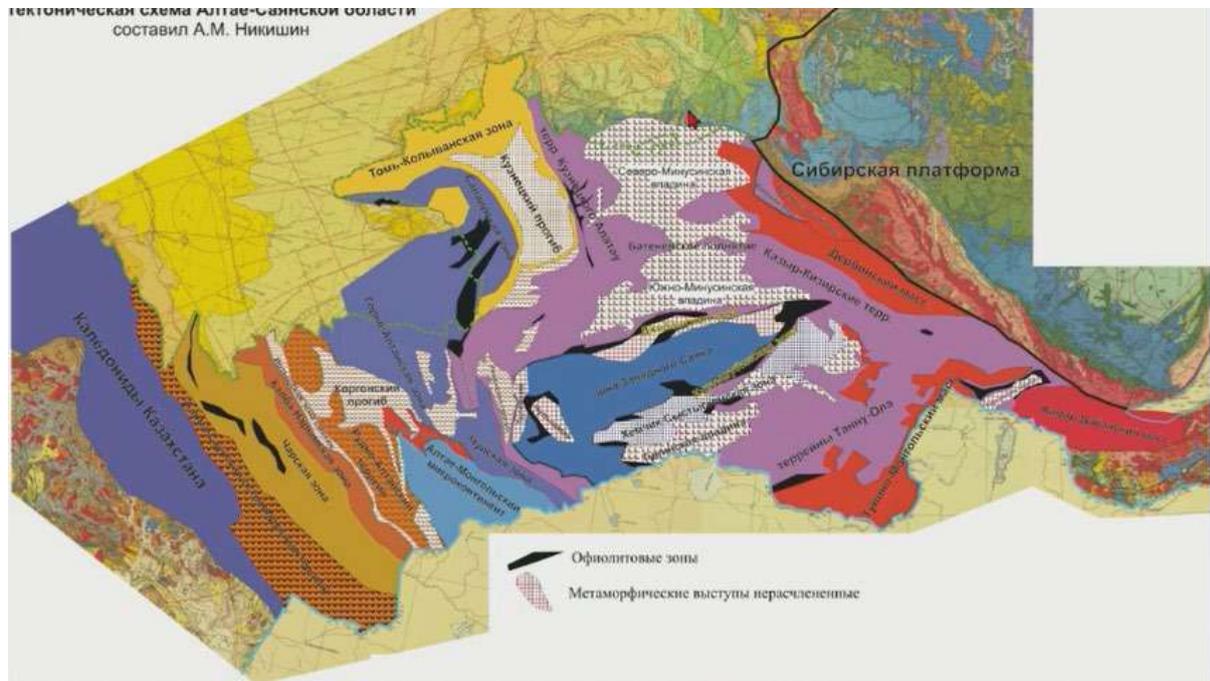


Рис. 7.7. Тектоническая схема Алтае-Саянской области

7.3. Кузнецко-Саяно-Тувинский (восточный) сегмент

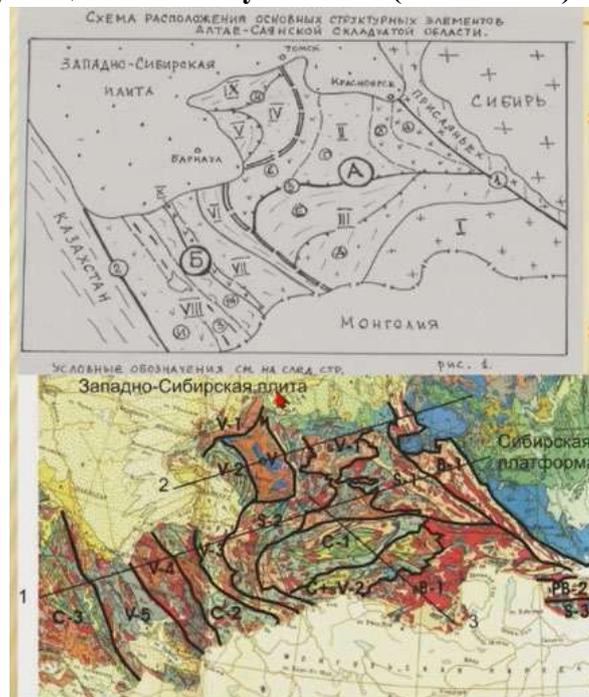


Рис. 7.8. Западный и восточный сегменты АССО

В АССО выделяются западный и восточный сегменты, разделяемые Кузнецко-Горноалтайской системой разрывов (рис. 7.8).

Западный Салаиро-Алтае-Иртышский (Алтайский) и восточный Кузнецко-Саяно-Тувинский (Саяно-Тувинский) сегменты различаются внутренней структурой и историей геологического развития.

Восточный сегмент имеет блоковое строение и сложную внутреннюю структурную организацию. Тектоническая активность в нем завершена каледонской орогенцией, в РЗЗ наблюдалась незначительная перестройка.

Западный сегмент – более упорядоченная складчато-надвиговая структура, формирование которой произошло в РЗЗ (герциниды).

Кузнецко-Саяно-Тувинский сегмент

Особенности строения восточного сегмента приведены на рис. 7.9. Выделяется несколько структур. В южной части расположен Тувино-Северомонгольский остаточный срединный массив (ТММ) – блок древней коры.

К северу расположен Кузнецко-Саяно-Тувинский сегмент – более молодая система, окончательно сформированная в кембрии.

Кузнецко-Востоносаянская салаирская система с наложенными сингерцинскими впадинами (КК-ВС) - широко развиты палеозойские и позднепалеозойские отложения.

Западносаяно-Тувинская каледонская складчатая система с унаследованными и наложенными сингерцинскими впадинами (ЗС + Т) – система субширотного простирания, сложенная позднекаледонскими отложениями. Встречаются отложения девона и карбона – сингерцинские комплексы, представляющие собой унаследованные прогибы.

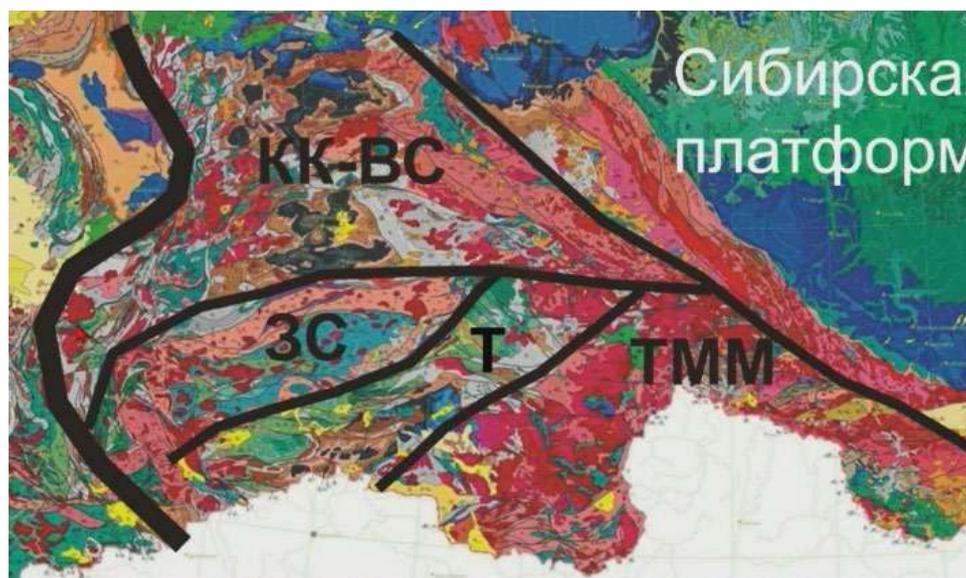


Рис. 7.9. Кузнецко-Саяно-Тувинский сегмент

Три структурных элемента, объединившихся в PZ2:

- Структурно неоднородная Кузнецко-Восточноаянская складчатая система на севере (Дербинский блок (Протеросаян) (байкалиды); Казыр-Кизирская зона (Кембросаян) и Кузнецко-Катунская зоны (салаириды) и наложенные Минусинские впадины (сингерцинский чехол))
- Западно-Саяно-Тувинская складчатая система в центральной части (Западно-Саянское складчатое сооружение (каледониды) и Тувинская мегазона (каледоно-герцинская)
- Тувино-Северомонгольский массив (блок древней континентальной коры) на юге (рис. 7.10)

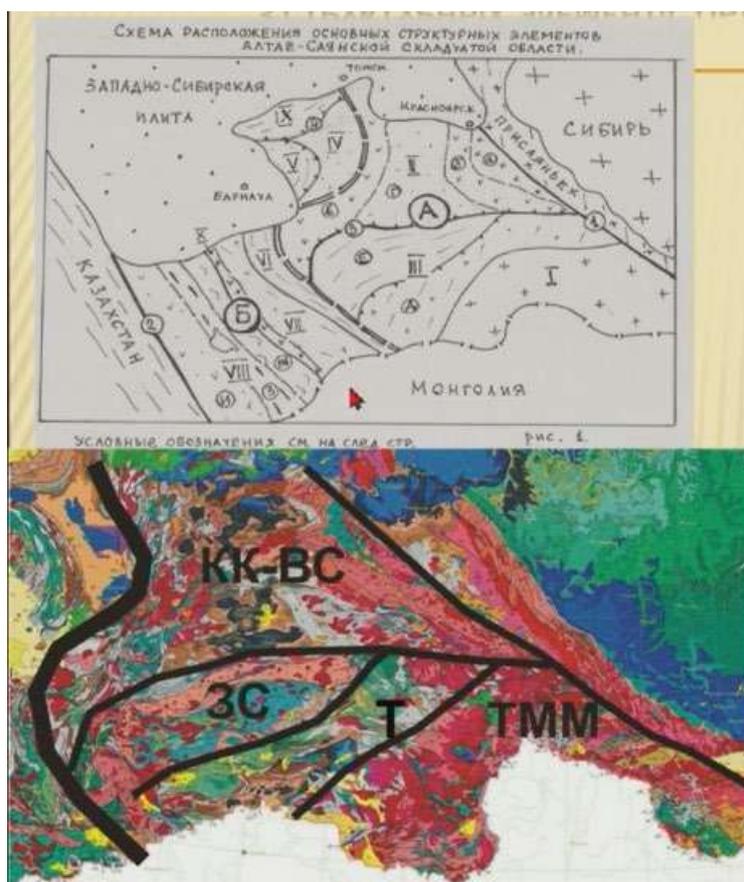


Рис. 7.10. Структурные элементы PZ2

В ТС массиве, как в более древнем блоке, фундамент слагают метаморфические комплексы рR3 с фрагментом древней континентальной коры.

Чехол - вулканогенно-терригенный R, и карбонаты V-E в прогибах, салаирская складчатость.

ЮЗ окончание Байкальской рифтовой зоны включает Тункинскую, Хубсугульскую и Дархатскую впадины, кайнозойский вулканизм – BN2-Q.

В пределах массива встречаются кайнозойские отложения (на рис. 7.10 обозначены желтым) – в массив входит байкальская рифтовая позднекайнозойская система. Во многих местах рифтогенез сопровождается базальтовым позднекайнозойским вулканизмом.

Восточный Саян:

- Дербинская зона (Протеросаян) - метаморфиты AR-PR1+ моласса R3 + карбонатно-терригенный Cm (Манский прогиб). Микроконтинент, аккретированный к Сибири в PR2, в байкальскую эпоху (моласса). ЮЗ крыло - Казыр-Кизирская зона - островодужные комплексы с офиолитами V-Cm, представляющие окраинно-океаническую зону. Сложно дислоцированы.
- Запад: Кузнецко-Катунская зона по особенностям разреза повторяет Казыр-Кизирскую зону – островодужные вулканогенно-осадочные комплексы, широко представлена офиолитовая ассоциация.
- Зоны разделены Минусинскими впадинами - на складчатом основании несогласно залегают вулканогенно-терригенные и красноцветные континентальные молассоиды D и угленосные - толщи С-Р. Наблюдаются пологие брахиморфные складки, что свидетельствует о том, что зоны заложились древних относительно изометричных блоках в пределах океанической зоны.

Западно-Саяно-Тувинская складчатая система

Западно-Саяно-Тувинская складчатая система представлена на рис. 7.11. Включает две зоны.

Северная мегазона: Западно-Саянское складчатое сооружение - сформировано на океанической коре: Джебашское и Куртушубинское краевые поднятия (офиолиты R--V + вулканогенно-кремнистые породы V-Cm) и Западно-Саянский синклиорий (флиш (неск. км) Cm, -S). Толщи перекрыты молассой S, -D и прорваны гранитоидами.

Южная мегазона (Тувинская): представляет собой Таннуольскую вулканическую дугу активной континентальной окраины (на юге), сформированную на краю Тувино-Северо-Монгольского массива (древний фундамент + терригенный чехол R--V + вулканогенно-осадочные толщи V-Cm, + наземные вулканы и красноцветная моласса D).

Северо-Тувинская зона (на севере) - мощный терригенный комплекс Cm-S - комплекс континентального склона (или преддугового бассейна) перед фронтом вулканической дуги. Складчатость в середине S (каледонская). В D представляет собой систему наложенных и унаследованных впадин (Тувинская, Тоджинская) с мощным комплексом эффузивно-терригенных, в том числе, красноцветных обломочных пород D

и терригенных континентальных и мелководных морских С. Наблюдаются умеренные деформации.

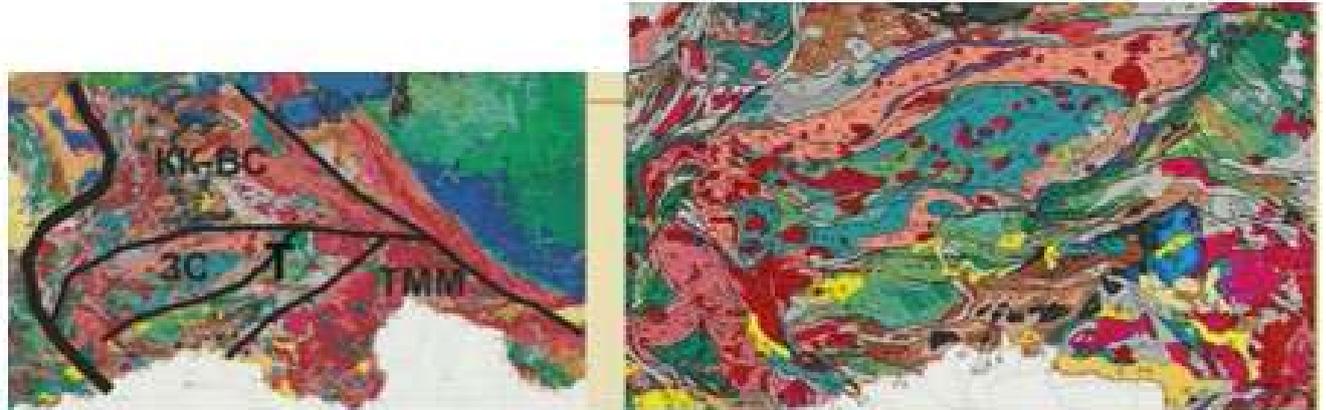


Рис. 7.11. Западно-Саяно-Тувинская складчатая система

История развития Восточного сегмента Алтае-Саянского СО:

1) R3-V (байкальский этап): аккреция Дербинского и Тувино-Северомонгольского микроконтинентов к юго-западной окраине Сибири. Становление орогена, по периферии - молассы.

2) V-Sm2 - западная и юго-западная окраина Сибири – активная континентальная окраина, становление надсубдукционной вулканической дуги (системы дуг) (протягивались вдоль Саян и, далее, в Забайкалье).

3) Конец Sm2 - коллизия вулканической дуги с континентальной окраиной. Деформации сжатия, гранитоидный магматизм (салаирская складчатость), сегментация дуги (Казыр-Кизирский, Кузнецко-Катунский, Джебашский и др. отрезки).

4) Sm -S (каледонский этап) - сближение Тувино-Северомонгольского массива и Кузнецко-Востоносаянской складчатой системы; в S замыкание разделяющего их океанического бассейна, деформации, гранитоидный магматизм, расчлененный рельеф и накопление молассы.

5) D-P - (герцинский этап) - после перерыва рифтогенные впадины: несогласно континентальные вулканиты и красноцветные толщи D (синрифтовый комплекс) и континентальные (реже морские) терригенные породы

6) D3-P (пострифтовый комплекс). Слабые деформации.

7.4. Салаир-Алтайский (западный) сегмент

Западный сегмент представляет собой Салаиро-Ануйско-Чуйская систему (Са+АУ) (S-C-V) (рис. 7.12). Сложен Салаирским кряжем, складчатым сооружением Алтая и Иртышской зоной:

- Система Горного Алтая (ГА) (C-V)

- Система Рудного Алтая (РА) (Vi)
- Иртыш-Зайсанская система (ИЗ) (V2)
- Томь-Колыванская зона (ТК) (V2)
- Кузнецкий краевой прогиб (КП)



Рис. 7.12. Салаиро-Ануйско-Чуйская система

Кузнецкий краевой прогиб

Представлен на рис. 7.13. В обрамление прогиба входят Салаирский кряж, Томь-Колыванская зона, Кузнецкий Алатау – на востоке и юге. Присутствует офиолитовая ассоциация – результат развития палеоокеанической зоны.

Кузнецкий прогиб по отношению к салаирскому основанию наложен на блок досалаирского фундамента. На севере прогиб обрамляется Томь-Колыванской складчатой зоной, где деформированы девон и карбон.

В связи с развитием герцинских сооружений Салаирского кряжа и Томь-Колыванской складчатой зоны возник краевой прогиб в своем современном проявлении. Разрез прогиба:

- D - вулканогенно-терригенные (на востоке) и терригенно-карбонатные отложения (на западе);
- С-Р - мощные континентальные терригенные угленосные отложения, слагающие основную часть разреза;
- Т1 – континентальные вулканогенно-терригенные отложения (траппы);
- J - лимнические угленосные отложения.

Складчатые сооружения надвигаются на краевой прогиб – в краевом прогибе периферические зоны, связанные с данными сооружениями, интенсивно деформированы

(герцинские деформации), тогда как основная часть прогиба практически не деформирована.

В центре и на востоке – пологие брахискладки, на севере и западе - сжатые складки с надвигами (на прогиб двинуты Салаир и Томь-Колыванская зона).

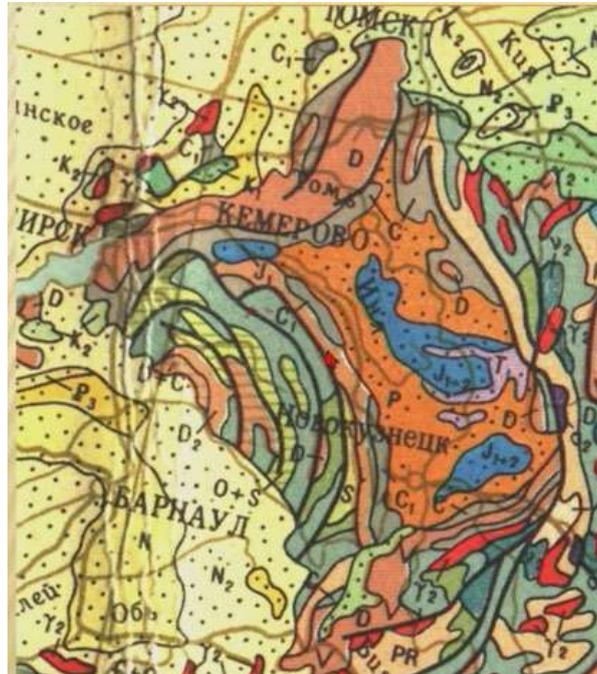


Рис. 7.13. Кузнецкий краевой прогиб

Салаиро-Ануйско-Чуйская система – полициклическое S-образное сооружение

В центральной части система скрыта под чехлом Западно-Сибирской плиты. Складчато-надвиговое сооружение имеет восточную вергентность.

Разрез: древние метаморфиты - офиолиты V-Cm -> флиш CmO - г/в сланцы D -> терригенно - карбонатная толща С. Структура окончательно сформирована в PZ3 (несогласия на рубеже Cm2-3 (салаирское) и в S-D1 (каледонское)).

Ануйско-Чуйская зона представляет собой каледоно-герцинское складчатое сооружение, схожа с разрезом Салаирского кряжа.

Разрез: флиш O -> терригенно-карбонатный O-S -> вулканиты, черные сланцы и молассоиды D2-3 - Гранитоиды uC.

Зона определяется по наличию наложенной Чуйской впадины, выполненной континентальными N-Q отложениями.

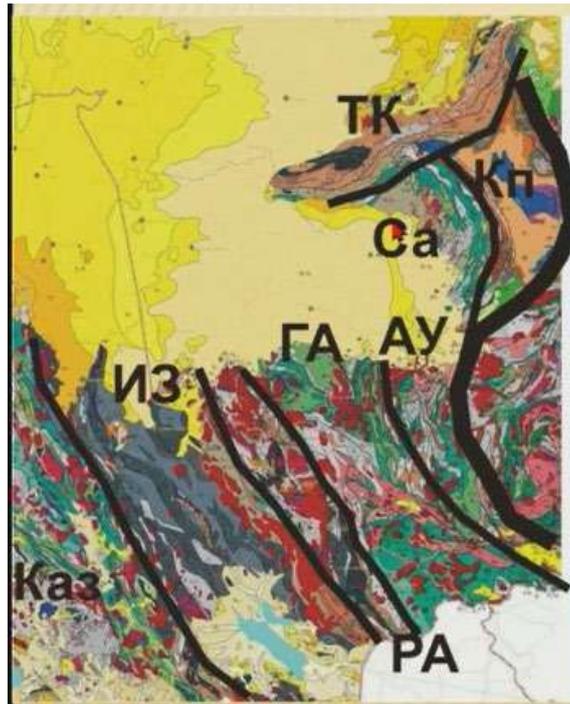


Рис. 7.14. Салаиро-Ануиско-Чуйская система

Каледониды горного Алтая

На рис. 7.15 каледонское складчатое сооружение горного Алтая. Основные деформации в этой зоне произошли в силуре.

На север наблюдаются Талицкий антиклинорий и Чарышский синклинорий, имеющие следующий разрез:

- вулканогенно-терригенные толщи V- €2 с офиолитами
- терригенные €3-S толщи
- пестроцветные грубообломочные толщи S2

Для южной части, где наблюдаются Холзунско-Чуйский антиклинорий - Алтае-Монгольский континент, характерен разрез типа пассивной окраины. В центре располагается Теректинский горст (метаморфиты р€) – фундамент микроконтинента. Характерны каледонские деформации.

Основные гранитоидные интрузии представлены, в основном, силурийскими S телами. Наложенный Коргонский прогиб - вулканогенно-терригенный D.

К востоку и западу расположены герцинские зоны. Таким образом, мегаантиклинорий Горного Алтая, в основе являющийся каледонским складчатым сооружением, в герцинскую эпоху был охвачен активизацией, присутствуют более поздние интрузивы (гранитоиды С) и С-Р - герцинская регенерация.

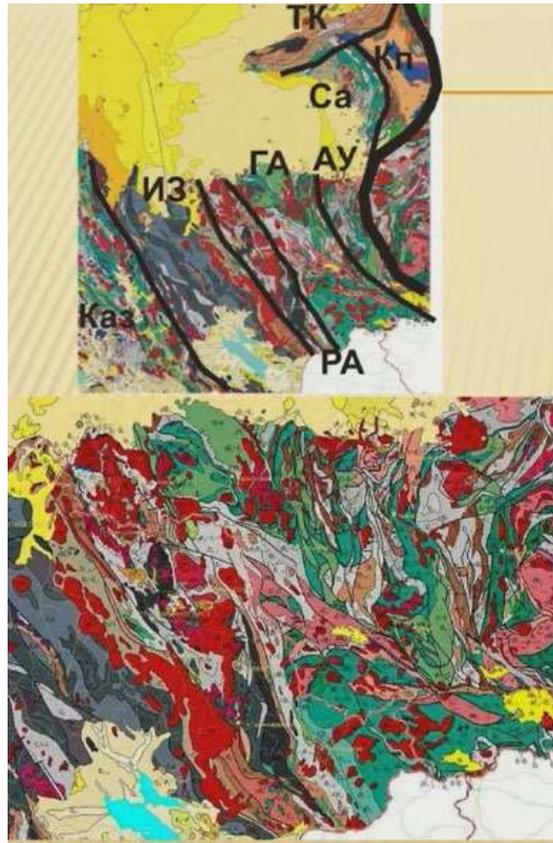


Рис. 7.15. Каледониды горного Алтая

Герциниды рудного Алтая

На рис. 7.16 представлена Рудно-Алтайская зона, включающая большое количество интрузивных тел. Зона интенсивно деформирована с обеих сторон, ограничена региональными разломами - Северо-Восточной и Иртышской зонами смятия.

В нижней части разреза, представленной вулканогенно-терригенные толщами О-S – каледонская складчатость, гранитоиды S.

Вулканогенно-терригенные толщи D2-P1 – герцинский этап развития. В это время зона являлась надсубдукционной вулканической зоной. В конце развития она представляла собой окраинно-континентальную мощную вулканоплутоническую зону. Характерны гранитные батолиты D2, С, Р

Система Рудного Алтая – надсубдукционный краевой вулканоплутонический пояс на краю Алтае-Монгольского континента. Субдукция фиксировала западную окраину Сибирского континента. В тылу – континентальный рифтогенез (Коргонский прогиб и др.).

В положении карбонского крупного грабена, располагающегося в системе горного Алтая, зона представляет собой рифтогенный прогиб в тылу вулканоплутонического пояса.



Рис. 7.16. Герциниды рудного Алтая

Иртыш-Зайсанская позднегерцинская система

Иртыш-Зайсанская система занимает осевое положение в структуре УМПП между окраинами Казахстано-Киргизского и Сибирского континентов. Для нее характерны мощные толщи D-C-P.

Калбинская зона представляет собой аккреционный терригенный комплекс D2-S2 перед фронтом Рудноалтайского ВПП. Для зоны характерны деформации С2-Р; батолиты гранитоидов.

Центр - Чарская зона – представляет собой офиолитовую сутуру Палеоазиатского океана (блоки офиолитов, кремнисто-глинистых пород, рифогенных, олистостромовых и вулканических образований PZ2).

Жарминская зона (крыло Чингизской зоны Казахстана) - ЮЗ активная окраина Палеоазиатского океана. KZ - Зайсанская впадина

Томб-Колыбанская складчатая зона

Боковое ответвление Иртыш-Зайсанской герцинской складчатой системы и далее продолжается на север под чехлом Западно-Сибирской плиты (рис. 7.17).

В строении зоны принимают участие дислоцированные в PZ карбонатно-терригенные отложения D2-C1. Представляет собой пассивную окраину. Наблюдается складчато-надвиговая структура - надвиг на Кузнецкий прогиб.



Рис. 7.17. Томб-Колыбанская складчатая зона

История развития Алтае-Саянской складчатой области

1) S-D. - каледонская складчатость завершает развитие Кузнецко-Саяно-Тувинского сегмента АССО. Консолидация, поднятие на западной окраине Сибири.

2) Вторая половина D1. Рифтогенез континентальной коры восточного сегмента - континентальные вулканогенно-терригенные толщи. В западном сегменте продолжается спрединг Палеоазиатского океана.

3) D2-C1. В восточном сегменте - пострифтовое погружение возникших впадин. В западном сегменте - масштабная субдукция литосферы Палеоазиатского океана - становление окраинно-континентальных вулканоплутонических поясов (Рудноалтайского на окраине Сибирского континента и Жарминского на окраине Казахстано-Киргизского континента).

4) C2-P. В восточном сегменте - ослабленные деформации чехла внутренних бассейнов-впадин. В западном сегменте - замыкание Палеоазиатского бассейна, начало жесткой коллизии Сибири и Казахстано-Киргизского континента. Чарская сутура - коллизионный шов. Моласса. Гранитоиды.

5) Т.обр. - в конце PZ, закрылись все бассейны Палеоазиатского океана (Палеоуральский, Туркестанский, Зеравшанский и др.). Формирование разновозрастной структуры Центрального сегмента УМПП, объединившего Восточно-Европейский континент (Балтика) и континент Сибирь.

6) Т: АССО вступила в спокойный этап - слабые дифференцированные поднятия.

7) J: активизация погружения в некоторых впадинах, накопление лимнических угленосных толщ.

8) KZ2: тектоническая активизация.

Тектоника

На рис. 7.18 можно наблюдать, что АССО - область KZ2 орогенеза. Предполагается влияние коллизии Индостана с Азией. На рис. 7.19 показано, насколько масштабными были эти движения (сейсмическая активность).

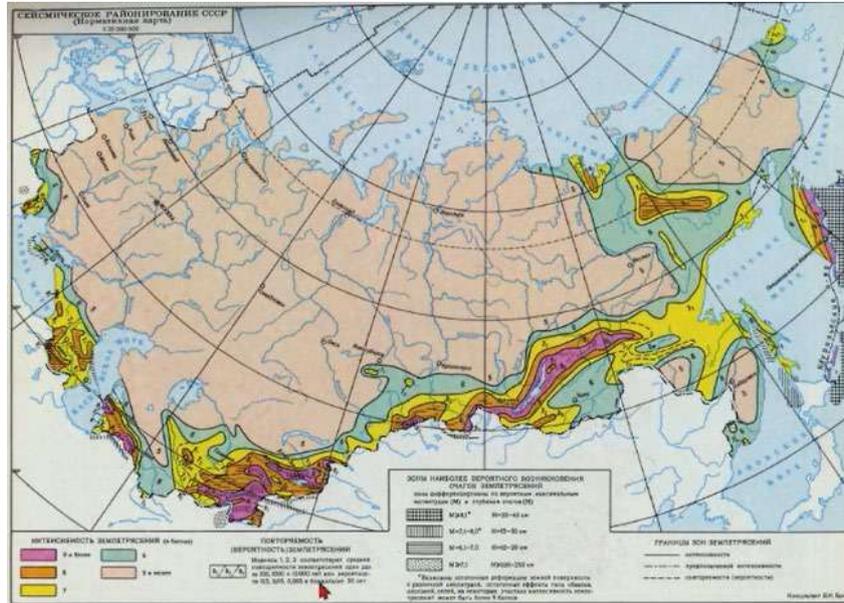


Рис. 7.18. Новейшая тектоника



Рис. 7.19. Чуйское землетрясение 2003 года

Полезные ископаемые:

1) Черные металлы: Fe кварциты PR: Сангиленского нагорья; метасоматические Fe руды в V- E2tu (Горная Шория, Кузнецкий Алатау, Кембросаян); в вулканитах D (Горный Алтай).

- 2) Никель, хромит, асбест, тальк - ультрабазиты of ассоциации (З. и В. Саян, Чарская зона).
- 3) Сульфидные руды Pb, Cu, Ag, Ba в вулканитах Duty-ö (полиметаллический пояс Р. Алтай)
- 4) Редкие металлы: W-Mo и Sn-W в скарнах; гидротермальные м-ния Au, полиMe, Hg, As (Горный и Рудный Алтай).
- 5) Al - бокситы в карбонатах R (В. Саян) и D (Салаир), Рд коры выветривания. Нефелиновые сиениты.
- 6) Нерудные: тальк, асбест - в УО массивах.
- 7) Графит, флогопит, мрамор, фосфориты.
- 8) Угленосность и нефтеносность во впадинах.



Рис. 7.20. Полезные ископаемые АССО

7.5. Забайкало-Охотская складчатая область

Представляет собой самую восточную часть Урало-Монгольского пояса. Зона продолжается на территорию Монголии и Китая (рис. 7.21).

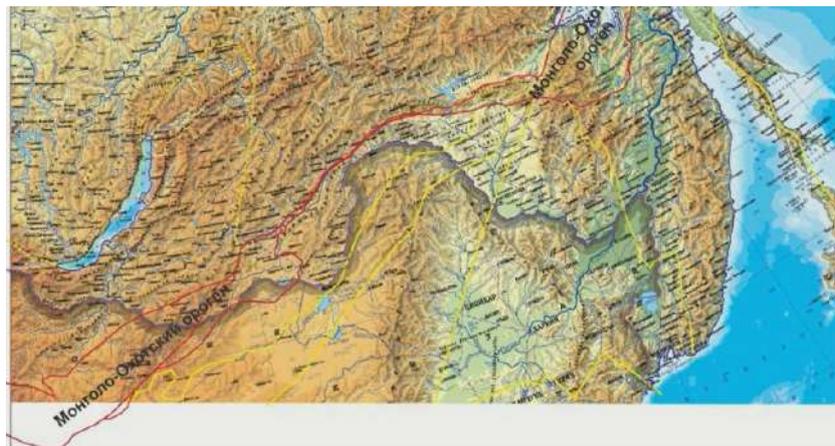


Рис. 7.21. Сибирская платформа

Коллизионный пояс

Осевое положение - Монголо-Охотский ороген. К северу от орогена расположена Байкальская складчатая область и Алдано-Становой щит. К югу от орогена - раннепалеозойские комплексы и древние блоки (Аргунский, Буреинский массивы). К востоку - Сихотэ-Алиньская складчатая область (рис. 7.22).

Ороген – результат деформации комплексов монголо-охотского океана и его вулканических окраин по обе стороны бассейна.

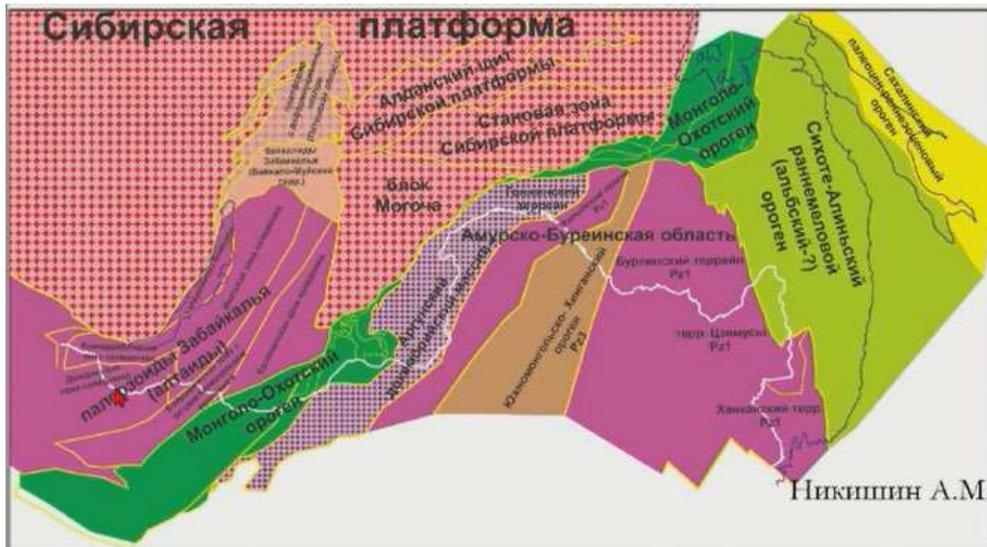


Рис. 7.22. Коллизионный пояс

Ороген – результат деформации комплексов Монголо-Охотского океана и его вулканических окраин по обе стороны бассейна (рис. 7.23).



Рис. 7.23. Ороген близ Сибирской платформы

Центральная часть орогена (террейны): Хэнтэй-Даурский террейн (D-C турбидиты), Аргунский массив, Агинский, Джагджинский, Тукурингрский, Галамский, Ниланский, Ульбанский и др. террейны (вулканогенно-осадочные комплексы PZ-MZ).

Северные вулканические пояса: Ангаро-Витимский батолит (С-Р), Селенга-Забайкальский (РТ), Становой (ЖК), Адский (Ж-К).

Южные вулканические пояса: Средне-Гобийский (Р-Т), формирование синорогенных гранитоидов и краевых прогибов.

Постколлизийный этап

После коллизии в К в регионе широко проявились процессы континентального рифтогенеза (рис. 7.24). В связи с близким положением Тихоокеанского подвижного пояса мезозойско-кайнозойская тектоника активно проявилась в виде разновозрастных рифтовых систем:

- Восточно-Забайкальская,
- рифты Алдано-Станового щита,
- Прогибы в центральной части орогена.

Особенно широко рифтовые системы развиты к югу от орогена на палеозойской коре (Буреинский массив (сложный террейн)).



Рис. 7.24. Постколлизийный этап

Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозойского складчатого обрамления юга Сибирской платформы представлена на рис. 7.25.

Показан Байкало-Патомский складчато-надвиговый пояс. Южнее – коллаж террейнов различной геодинамической природы, аккрецированных к Сибирскому континенту в конце R-V-PZ1-2.

Кроме того, можно наблюдать террейны - фрагменты R и PZ островных дуг, активных континентальных окраин, океанической коры (офиолитов, симаунтов и др.), турбидитовых бассейнов континентальных склонов и шельфов, а также фрагменты кратонных террейнов (микроконтинентов), сложенных рСт кристаллическими породами.

Результат акреции – наращивание континентальной литосферы СП, сопровождавшейся сдвигами, повторными деформациями, коллизионным и внутриплитным гранитообразованием, разнотемпературным метаморфизмом.

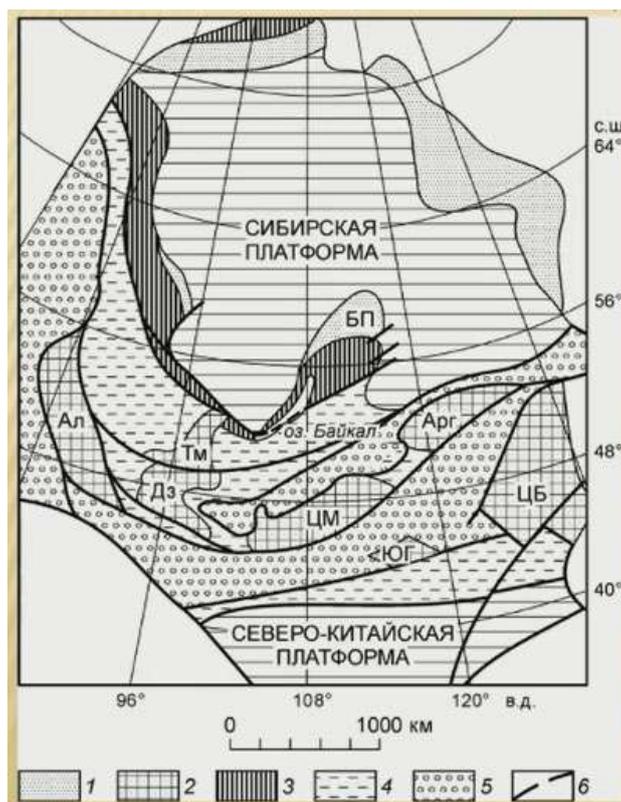


Рис. 7.25. Схема районирования Сибирской платформы

Палеодинамические реконструкции. Этапы

На рис. 7.26, 7.27, 7.28 последовательно показано формирование описываемых структур – что находилось на месте пояса в течение палеозоя.

В позднебайкальский этап байкалиды причленились к Сибири, Палеоазиатский океан представлял собой сложную систему спрединговых зон и вулканических островных дуг. Отдельные дуги распознаются в настоящее время по отложениям определенного возраста и состава в составе Урало-Монгольского пояса.

В настоящее время обстановка сильно изменилась. Но показанные массивы представляли собой блоки континентальной коры присутствуют в составе складчатых систем.

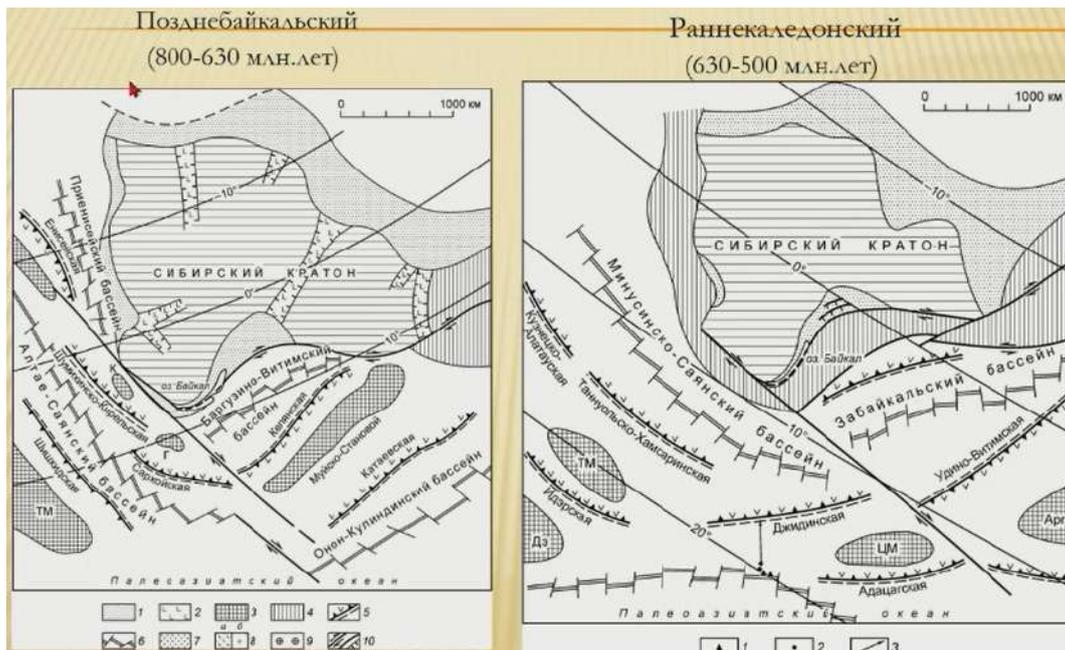


Рис. 7.26. Палеодинамические реконструкции. Первый этап

На позднекаледонском этапе континентальная кора была сформирована, в краевой части шельфа имелся континентальный склон.

На раннегерцинском этапе вулканические пояса представляли собой вулканические дуги (рис. 7.27).

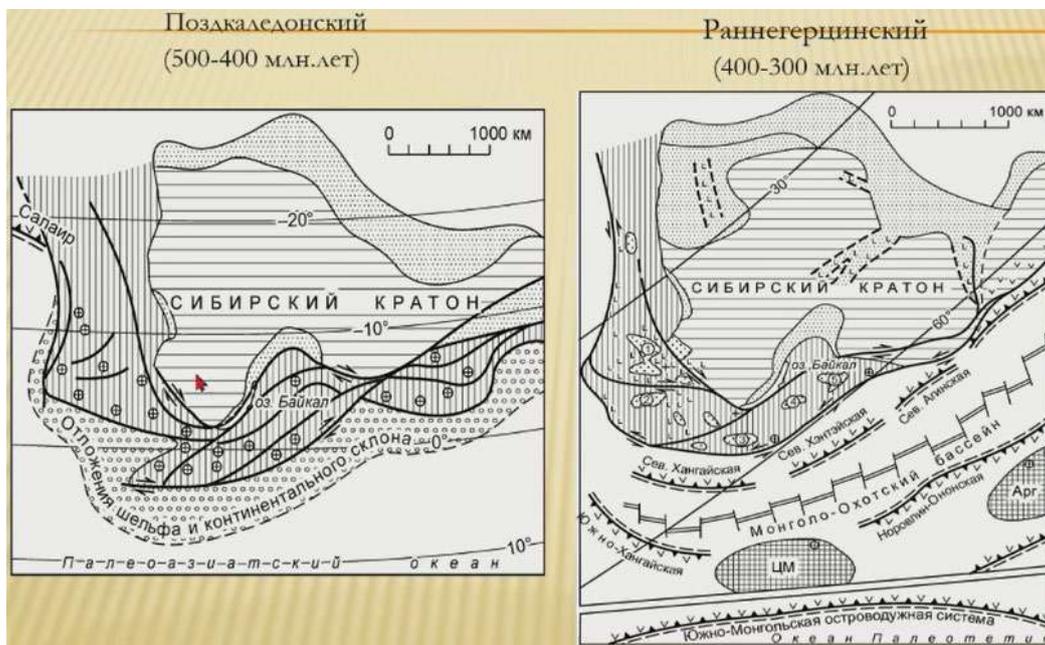


Рис. 7.27. Палеодинамические реконструкции. Второй этап

Наиболее позднегерцинский этап характеризуется мощным гранитоидным магматизмом конца палеозоя. Позднее происходило закрытие Монголо-Охотского

бассейна. Протяженные океанические участки в большей степени отсутствовали из-за погружения, что вызвало масштабное преобразование коры в виде гранитоидного магматизма. Закрытие происходит коллизионными швами.

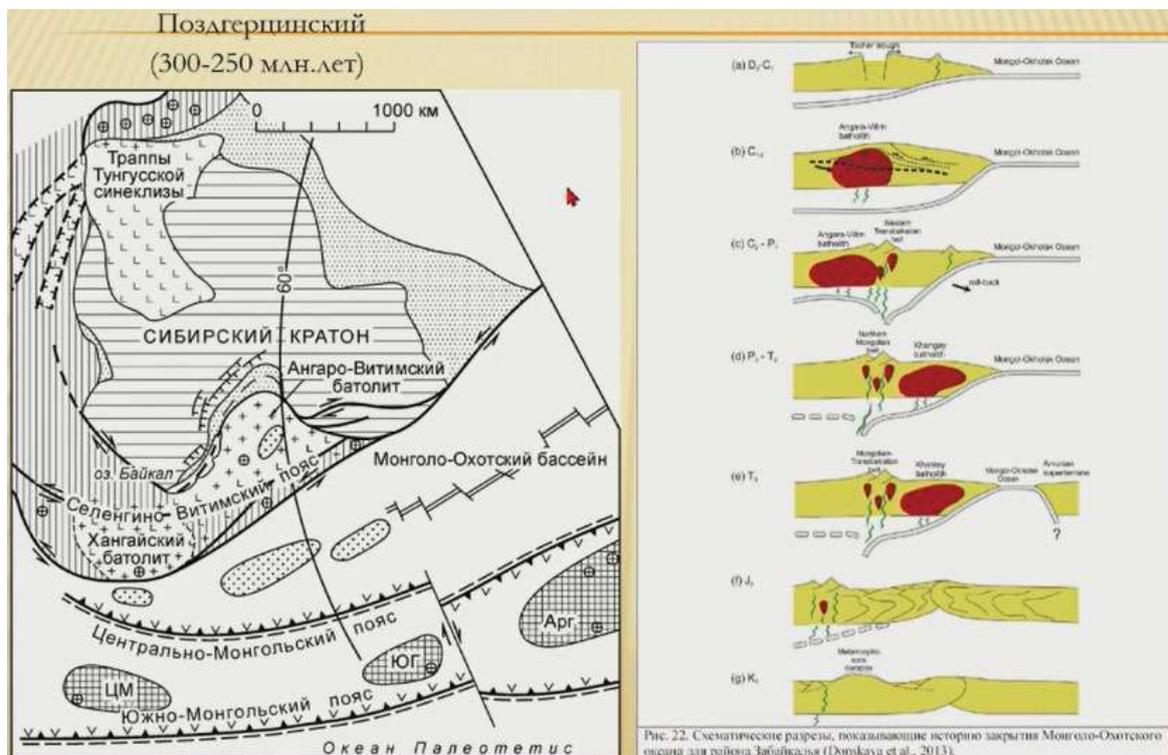


Рис. 7.28. Палеодинамические реконструкции. Третий этап

7.6. Западно-Сибирская молодая плита

Западно-Сибирская плита занимает значительную часть северного сегмента Урало-Монгольского подвижного пояса (рис. 7.29). Ее границы определяются контуром распространения MZ-KZ плитного чехла.

С запада она ограничивается герцинским сооружением Урала и древнекиммерийским - Пайхоя-Новой Земли, с юга – разновозрастными складчатыми системами Казахского нагорья и Алтае-Саянской области.

Восточным обрамлением являются байкальское сооружение Енисейского кряжа, а севернее - западная окраина Сибирской платформы.

На юге Западно-Сибирская плита через Тургайский прогиб соединяется Северо-Туранской плитой, на северо-востоке ее чехол смыкается с выполнением Енисей-Хатангского прогиба, а на крайнем севере - формирует шельф Карского моря.

Рельеф

Значительную часть площади плиты занимает Западно-Сибирская эрозионно-аккумулятивная низменная равнина, дренируемая водотоками бассейнов рек Обь, Енисей, Таз, понижающаяся в северном направлении (рис. 7.30).

На севере расположены приморские равнины. Возвышенные участки: Сибирские увалы, Васюганская равнина.

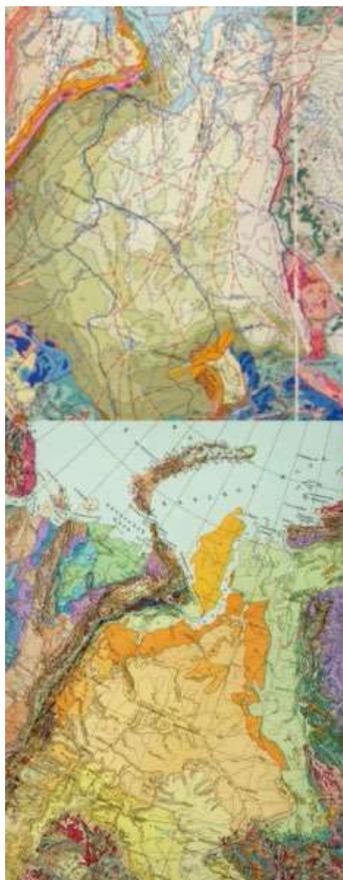


Рис. 7.29. Положение Западно-Сибирской молодой плиты

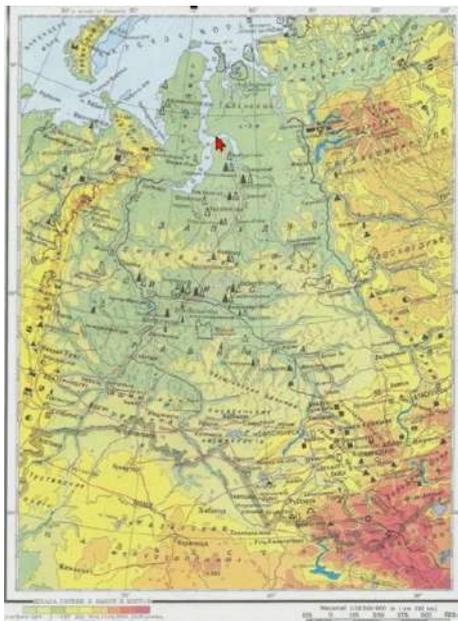


Рис. 7.30. Рельеф Западно-Сибирской плиты

Для Западно-Сибирской плиты характерна высокая степень изученности в связи с детальными работами по поиску и разведке месторождений нефти и газа (рис. 7.31):

- Конторович В.А. Тектоника и нефтегазоносность мезозойско-кайнозойских отложений юго-восточных районов Западной Сибири. - Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2002.
- Геологическое строение и нефтегазоносность нижней-средней юры Западно-Сибирской провинции. Монография. Новосибирск, 2005.
- Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности // Сб. докл. Всероссийской научной конференции с участием иностранных ученых. Тюмень - Новосибирск, 2008.

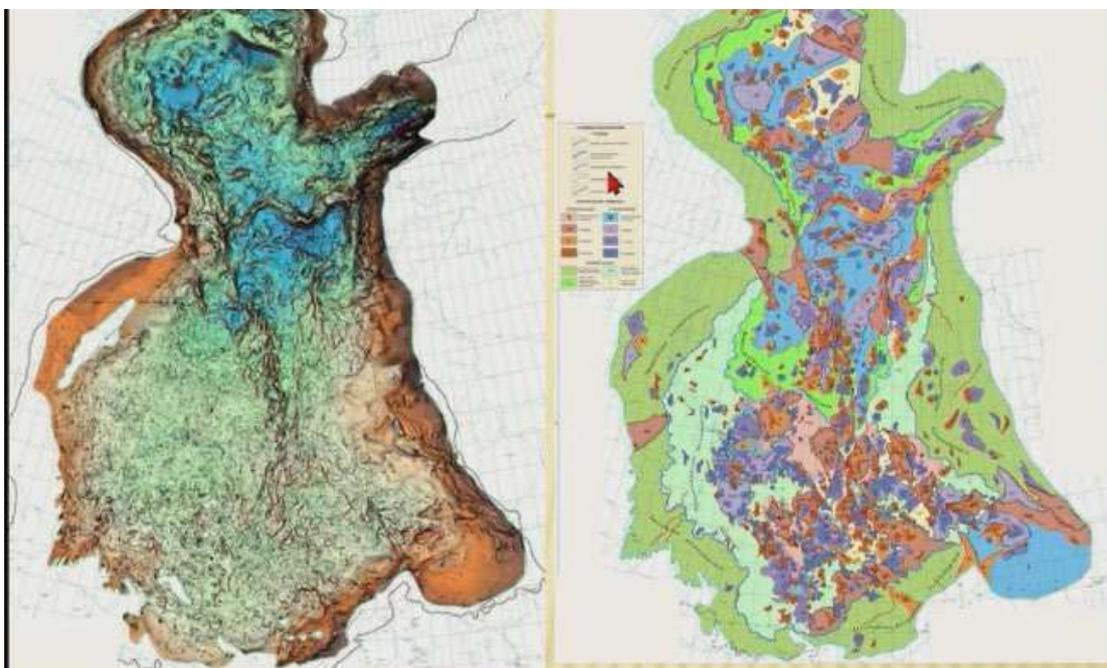


Рис. 7.31. Нефтегазоносность Западно-Сибирской плиты

Геологическое строение

Западно-Сибирская молодая плита обладает свойственным молодым плитам двухъярусным строением (рис. 7.32). Нижний ярус формирует складчатое основание (фундамент), верхний ярус - плитный чехол.

Нижний ярус разнороден. Он представлен разнотипными и разного возраста структурными элементами – складчатыми системами и срединными (ранней консолидации) массивами. Верхний ярус образует плитный чехол, залегающий с резким несогласием на более древнем основании, и сложенный полого залегающими толщами мезозоя и кайнозоя.

В ряде мест складчатое основание и плитный чехол разделены промежуточным комплексом, занимающим переходное структурное положение.

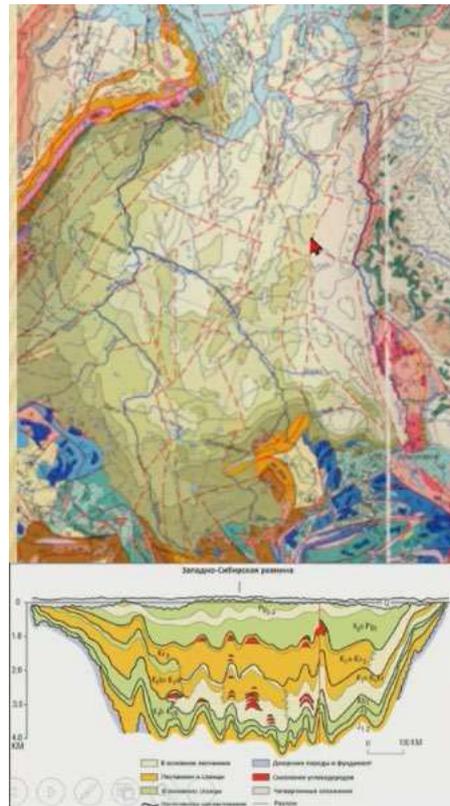


Рис. 7.32. Геологическое строение Западно-Сибирской плиты

Фундамент

Представление о строении фундамента основано на результатах бурения и геофизических работ. Пока не существует единой схемы структуры фундамента, одна из схем представлена на рис. 7.33.

Существенны разногласия по северной части плиты, где поверхность фундамента залегает на глубинах более 7-8 км.

Наиболее древние элементы структуры - срединные массивы допозднерифейской консолидации (Ханты-Мансийский, Барнаульский, Недояхский и др.).

Западная часть фундамента плиты сформирована продолжением Восточной мегазоны герцинид Урала, восточнее - каледонская складчатая система Казахского нагорья. Далее на восток – обширная меридиональная полоса герцинид от Алтая и Иртыш-Зайсанской зоны на юге до полуострова Ямал на севере. Восточную часть фундамента плиты составляет северное продолжение салаирид Кузнецко-Востоочноаянской складчатой системы и северное продолжение байкалид Енисейского кряжа.

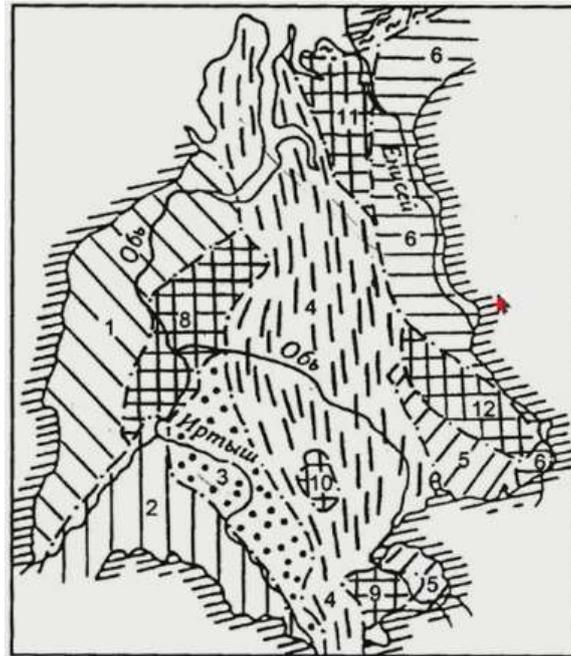


Рис. 7.33. Схема строения фундамента Западно-Сибирской плиты (по В.Е.Хаину, 2001г)

Главные особенности строения фундамента определяются преобладанием в нем структур меридионального и северо-западного направлений. На рис. 7.34 представлена более современная схема строения фундамента. Серым показаны каледониды, зеленым – байкалиды, коричневым и желтым показаны герциниды.

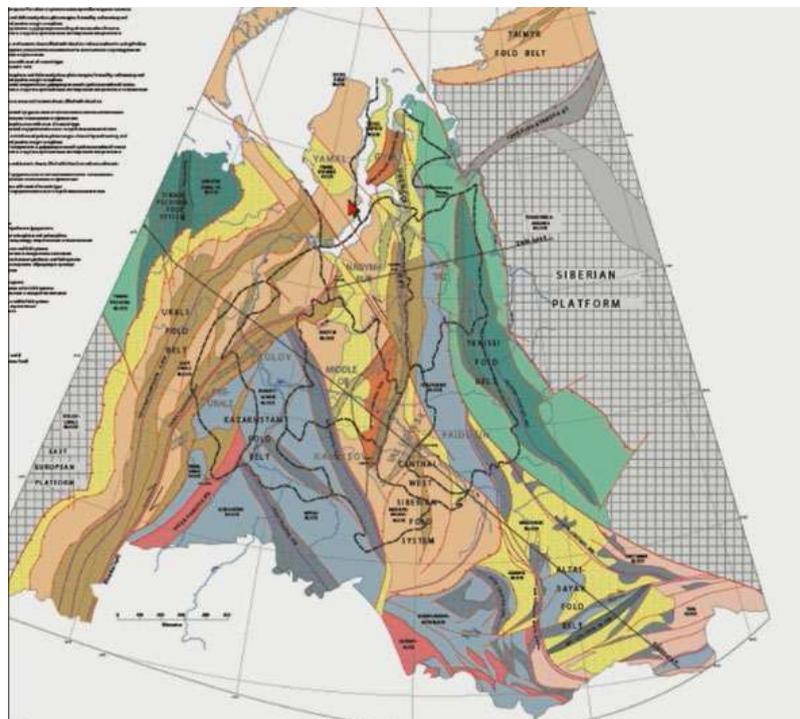


Рис. 7.34. Дюорский фундамент западно-сибирский бассейн и прилегающие территории

Конец PZ-начало MZ (P-T) - доплитный комплекс

К концу PZ завершилось развитие Центрального сегмента УМПП (коллизия при закрытии бассейнов Палеоазиатского океана, складчатость и гранитоидный магматизм) и сформировался фундамент будущей плиты (рис. 7.35).

В конце P-T начался новый этап развития региона, сопровождавшийся широким проявлением континентального рифтогенеза. Возникла система рифтов близмеридионального направления.

Наиболее крупные: Уренгой-Колтогорский (около 1500 км), Худосейский и Ямальский рифты. Они заполнены вулканогенно-обломочным и терригенным материалом (мощностью до 2-3 км, а на севере - до 5 км), формирующим локально распространенный комплекс основания плитного чехла - переходный (промежуточный) комплекс.

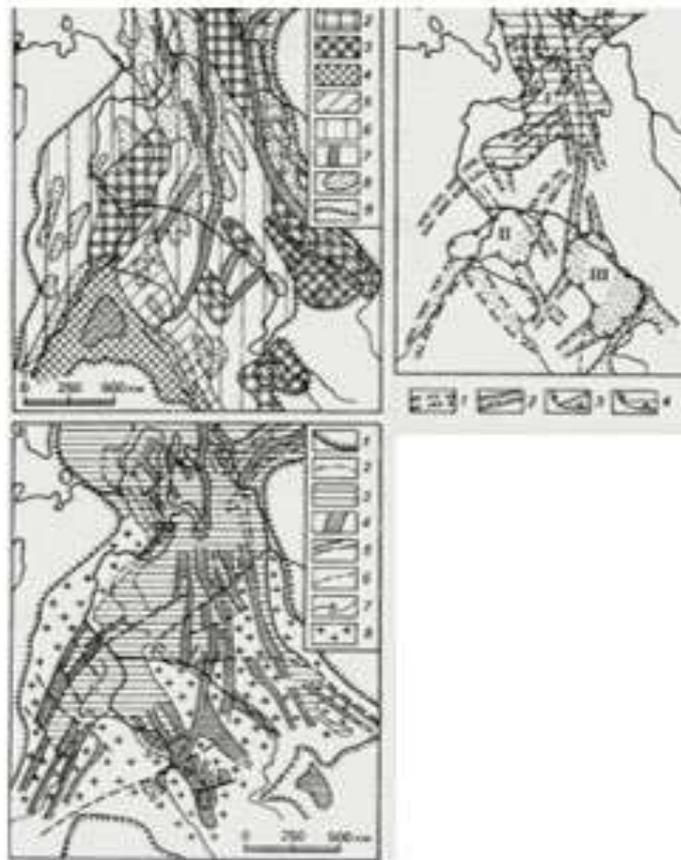


Рис. 7.35. Представления о рифтовых системах разных авторов. Милановский, 1996

Плитный комплекс

В начале юры началась обширная трансгрессия с севера. Максимум она достигла в J3, когда возник глубоководный бассейн с некомпенсированным осадконакоплением,

где отлагались существенно глинистые осадки с органическим веществом – нефтематеринская баженовская свита (рис. 7.36).

Юрская трансгрессия знаменует начало формирования плитного чехла, накопление которого с небольшими перерывами продолжалось до первой половины Pg. Лишь в Pg3 море покидает плиту, и в N на этом месте возникает озерно-аллювиальная равнина, в Q время подвергшаяся неоднократному покровному оледенению. Общая мощность осадков, формирующих MZ-KZ плитный комплекс чехла составляет от 1-3 км на юге и в центральной части до 7-8 км на севере.

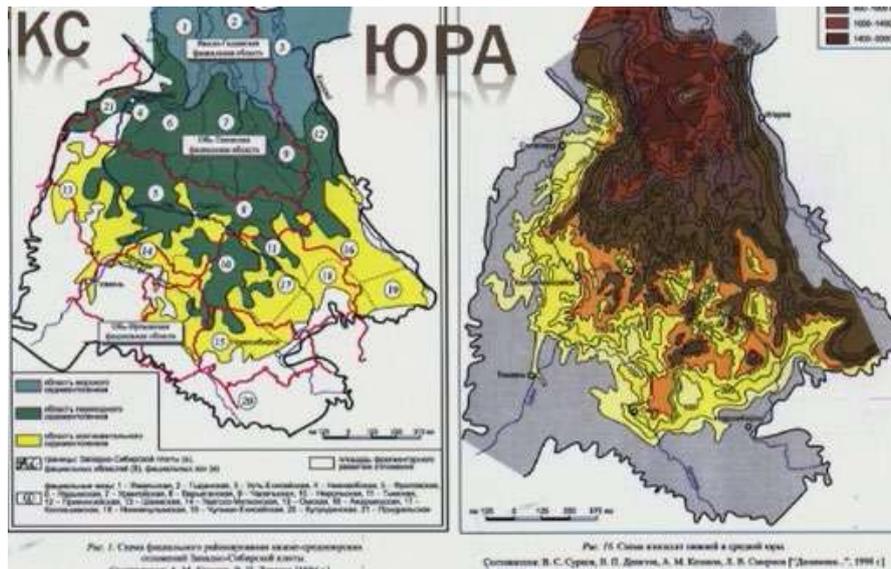


Рис. 7.36. Плитный комплекс в юре

Структура плитного чехла Западно-Сибирской плиты

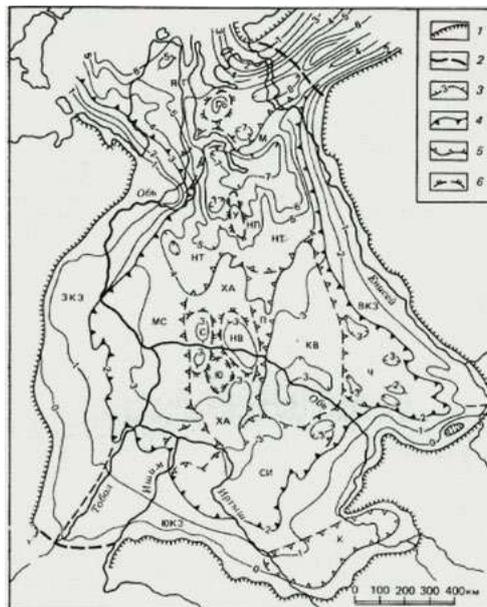


Рис. 7.37. Схема структуры плитного чехла

Общий облик структуры юрско-кайнозойского комплекса чехла плиты - обширная синеклиза (мегасинеклиза) с пологими южным, западным и восточным крыльями, но раскрывающаяся и погружающаяся на север к Карскому морю (рис. 7.37). В структуре нижних горизонтов чехла выделяются пологие антеклизы (Хантейская и Кеть-Вахская), синеклизы (Мансийская, Среднеиртышская, Чулымская в средней части, а также глубокие Надым-Тазовская и Ямало-Гыданская на севере) и узкие глубокие желоба (Пурский, Худосейский) и несколько более мелких поднятий - куполов и валов (Милановский, 1996).

На рис. 7.38 приведен разрез плитного чехла. Мощность отложений составляет всего 3 км до юрских отложений (масштаб изменен).

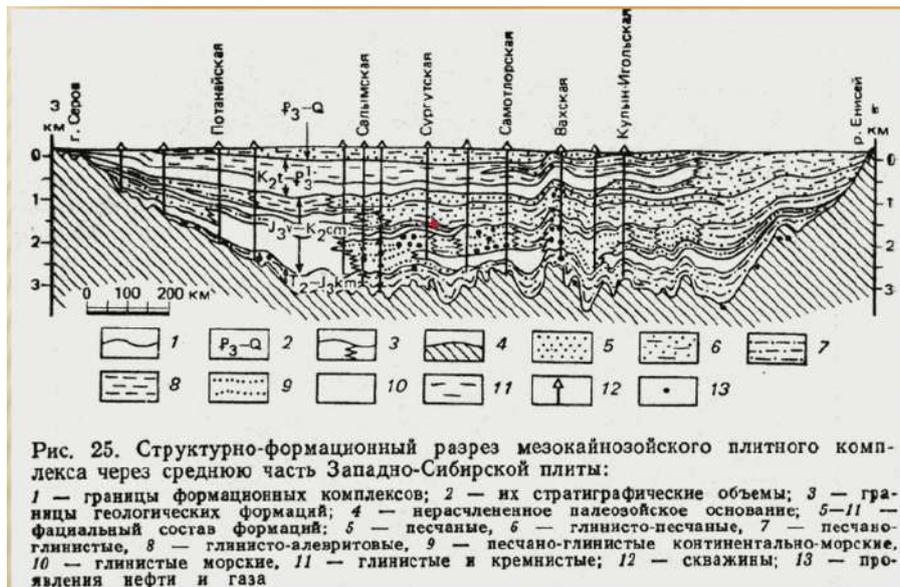
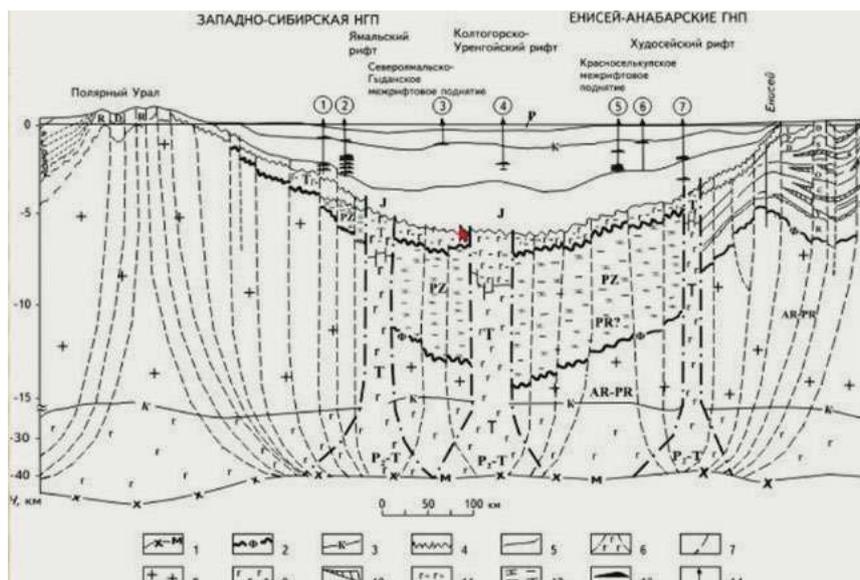


Рис. 7.38. Разрез структуры плитного чехла Западно-Сибирской плиты



Западно-Сибирский нефтегазоносный бассейн характеризуется уменьшенной земной мощностью (рис. 7.39). Наиболее важные процессы, которые привели к формированию данной структуры, были связаны с континентальным рифтогенезом, в условиях которого произошло уменьшение мощности континентальной коры – плитный юрской-кайнозойский чехол запечатывает пострифтовый комплекс. В запечатанном комплексе сосредоточились запасы нефти и газа.

Полезные ископаемые

Основные минеральные ресурсы Западной Сибири - нефть и газ (рис. 7.40). Выявлены многочисленные месторождения. Наиболее крупные из них локализованы в сводовых поднятиях. Нефтяные промышленные скопления приурочены, главным образом, к верхнеюрским и нижнемеловым отложениям и сосредоточены в центральной части плиты (Нижевартовский и Сургутский своды). Газовые скопления - к верхней части нижнемеловых отложений на севере (Надым-Газовская и Ямало-Гыданская синеклизы).

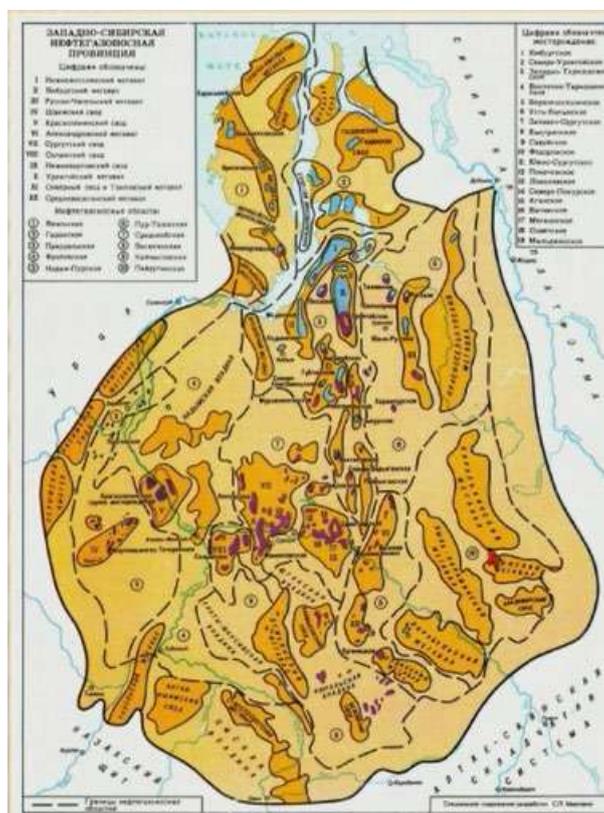


Рис. 7.40. Полезные ископаемые Западно-Сибирской платформы

7.7. Северо-Туранская плита

Плита располагается к западу от Казахского нагорья, к востоку от складчатой области Урала. Рельеф плиты представляет собой пустыни Кызылкумы, Муюнкумы, Бетпақдала, Аральское море – низменный рельеф (рис. 7.41).

Фундамент слагают Сырдарьинский и Мойынкумский массивы, обрамляющие краевые зоны складчатых областей Валерьяновский и Бельтаукураминский ВПП.

На тектонической карте видно, что плита имеет сложную конфигурацию осадочного чехла, связанную со складчатой системой Казахского нагорья, Тянь-Шаня и Урала. Значительную роль играют докаледонские массивы, перекрытые чехлами. Северо-Туранская плита захватывает краевые части каледонских и герцинских систем, но в ее центральных частях расположены срединные массивы.

Таким образом, значительная часть фундамента Северо-Туранской плиты представлена фрагментом Казахстано-Киргизского континента и его окраиной.

Самая ЮЗ часть УМПП. К ЮЗ располагается Южно-Туранская плита Средиземноморского ПП. Между складчатыми областями Казахского нагорья, Тянь-шаня, Южного Урала.



Рис. 7.41. Физическая, тектоническая и геологическая карта Северо-Туранской плиты

Лекция 8. Верхояно-Чукотская складчатая область

8.1. Положение Верхояно-Чукотской области и ее структура

Верхояно-Чукотская складчатая область является частью Тихоокеанского подвижного пояса с одной стороны и частью Арктического пояса с другой - область находится на пересечении двух подвижных поясов (рис. 8.1).

Тихоокеанский пояс представляет активную окраину, Арктический - пассивную окраину (акватория морей). Верхояно-Чукотская складчатая область - территория в основном гористая, но есть и низменные участки.

- ЮЗ – Верхоянский Черский и Момский хребты;
- Центр - Алазейское, Юкагирское плоскогорье и Колымское нагорье,
- СВ – Олойский, Анюйский и Чукотский хребты
- С - Яно-Индигирская и Колымская низменности и шельфы Восточно-Сибирского и Чукотского морей.
- Новосибирские о-ва.
- О. Врангеля.



Рис. 8.1. Рельеф Верхояно-Чукотской складчатой области

От Верхоянского хребта на юго-западе вдоль долины реки Лена расположены Черский и Момский хребты. В центре Алазейское, Юкагирское плоскогорье и Колымское нагорье. На северо-востоке Олойский, Анюйский и Чукотский хребты. На севере шельфа располагаются море Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское море., а так же Новосибирские о-ва, о.Врангеля. Корьякия и камчатка не относятся к этой области.

Эта область сформировалась в мезозое, является киммерийской складчатой областью (рис. 8.2). Представленные складчатые комплексы разновозрастные и включают складчатые комплексы нижней и средней юры, выше которых залегают толщи чехлов, осадочные и вулканогенные толщи, начиная с конца поздней юры-раннего мела.

В центральной части полого залегают комплексы верхней юры, нижнего мела и кайнозоя.

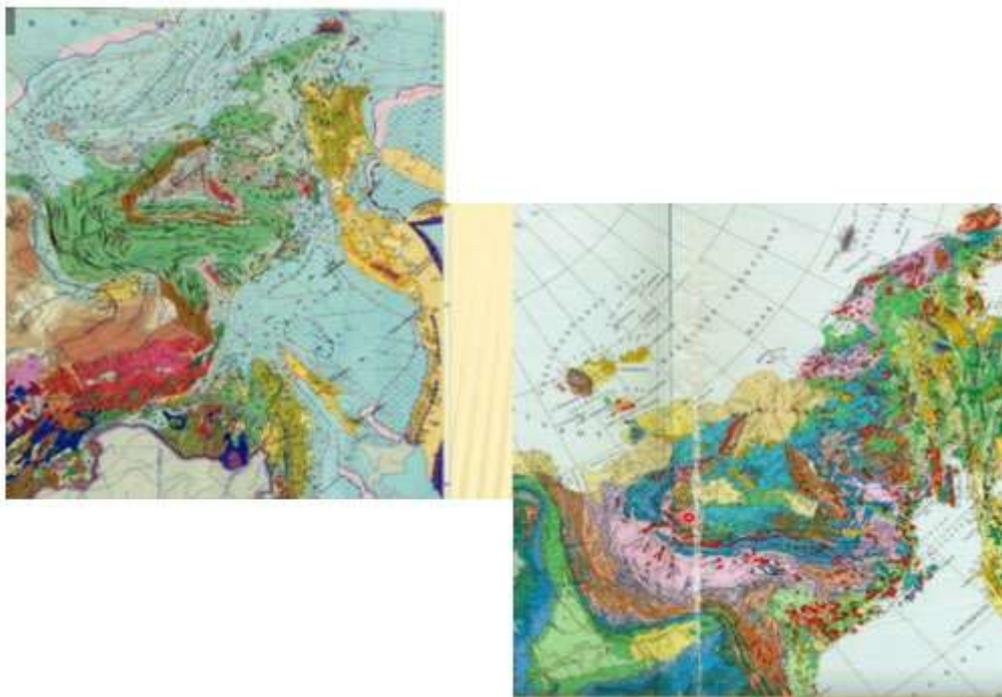


Рис. 8.2. Геологическая и тектоническая карты Верхояно-Чукотской складчатой области

8.2. Тектоническое районирование

На рис 8.3 представлено тектоническое районирование Верхояно-Чукотской складчатой области, где показаны:

- Предверхоянский краевой прогиб (наложен на Сибирскую платформу)
- А - Верхояно-Колымская складчатая система
- I - Верхоянская (внешняя) мегазона - пассивная окраина СП
- II - Алазейско-Олойская (внутренняя) мегазона - сложная зона с офиолитами
- ЮА Южно-Анъюйская шовная зона (сутура)
- Б - Новосибирско-Чукотская складчатая система
- Охотско-Чукотский вулканоплутонический пояс

Верхояно-Чукотская складчатая область состоит из нескольких частей. На западе расположен Предверхоянский краевой прогиб, наложенный на Сибирскую платформу, далее выделяются две больших системы: Верхояно-Колымская складчатая система на западе, состоящая из Верхоянская (внешняя) мегазоны – пассивная окраина Сибирской платформы, и Алазейско-Олойская (внутренняя) мегазона – сложная зона с офиолитами.

На востоке представлена Новосибирско-Чукотская складчатая система, ограниченная с юга Южно-Аннуйской шовной зоной и на юго-востоке Охотско-Чукотский вулcano-плутонический пояс, который является ограничением этой зоны.

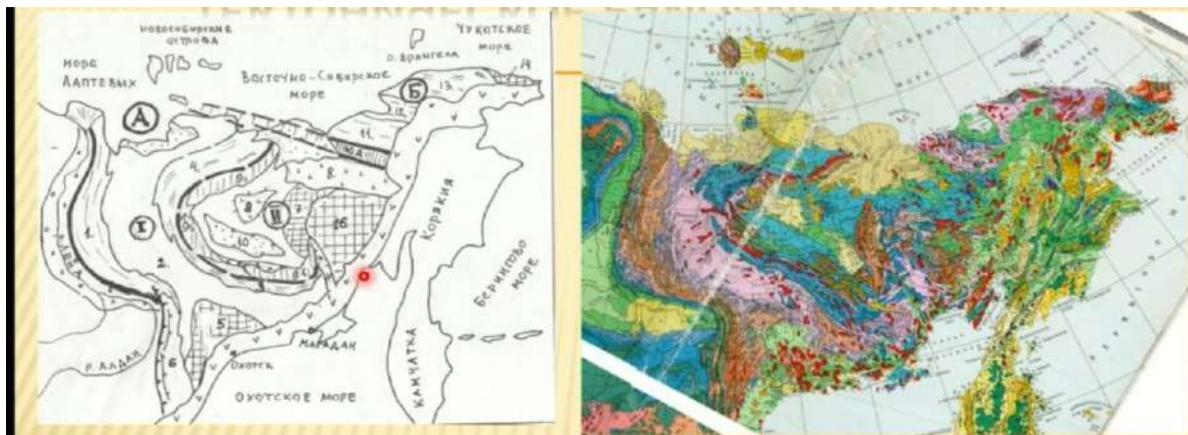


Рис. 8.3. Тектоническое районирование Верхояно-Чукотской складчатой области

На рис. 8.4 можно видеть, что контуры области повторяют контуры, приведенные на рис. 8.3.

Наиболее характерные структуры - петля, в восточной части - протяженная узкая линейная зона, за которой следует система структур.

Хорошо видно Охотско-Чукотский вулcano-плутонический пояс, который обрамляет складчатую область с юго-востока.

Структуры:

- Предверхоанский краевой прогиб
- Верхояно-Колымская складчатая область
- Постаккреционный Уяндино-Ясачный вулcano-плутонический пояс (J)
- Новосибирско-Чукотская складчатая область
- Южно-Аннуйская сутура
- Постаккреционный Охотско-Чукотский вулcano-плутонический пояс (K)

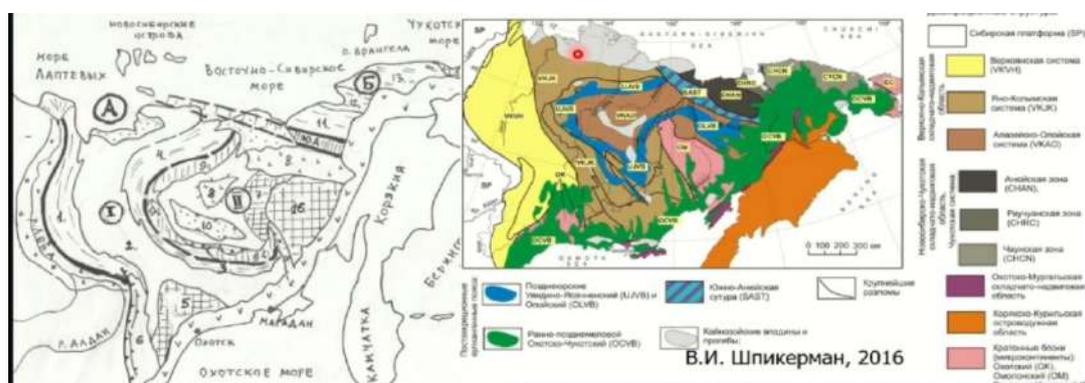


Рис. 8.4. Тектоническое районирование Верхояно-Чукотской складчатой области

На геологической карте с акваториями (рис. 8.5) показано распространение чехлов, которые формируются в морях и на прибрежных равнинах.

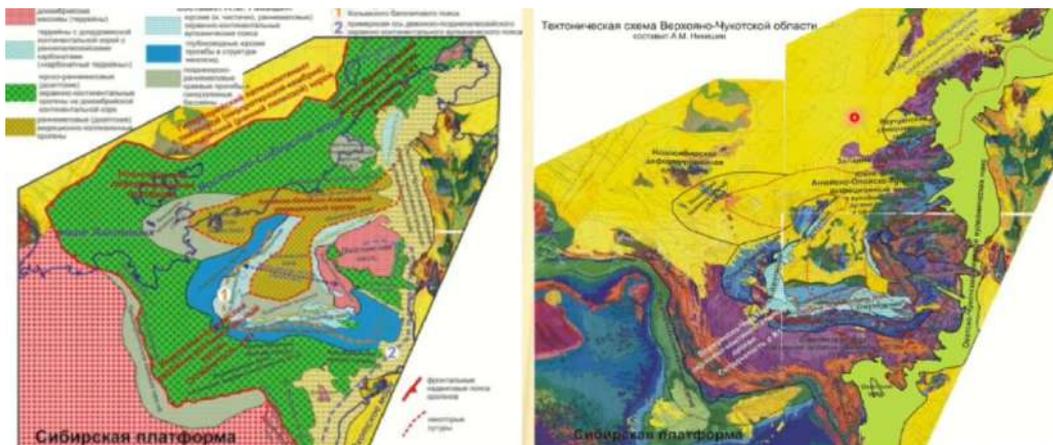


Рис. 8.5. Схема тектонического районирования и геологическая карта

Показаны Охотско-Чукотский вулканоплутонический пояс, Предверхоанский краевой прогиб Сибирской платформы. На схеме тектонического районирования показано, что складчатая область состоит из двух внешних одной сложно построенной внутренней зон:

- Верхояно-Черский окраино-континентальный ороген - на западе;
- Анюйско-Олойско-Алазейский аккреционный ороген - центральная часть;
- Чукотско-Врангелевский коллизионный ороген – на севере. В центральной части эта зона построена сложно, а в краевых частях более просто.

Предверхоанский краевой прогиб

Прогиб накладывается на Сибирскую платформу (рис. 8.6). Восточные части Вилюйской синеклизы изгибаются в соответствии с формой складчатого сооружения и представляют собой Предверхоанский краевой прогиб, который наложен на Сибирскую платформу в связи с развитием Верхояно-Чукотской складчатой области.

Прогиб ассиметричен, его восточное крыло обращено к складчатой области и деформировано - смято в складки, нарушено надвигами.

Западное крыло имеет более спокойный характер, обращено в сторону платформы и, соответственно, наращивает разрез чехла Сибирской платформы.

В разрезе присутствуют палеозойские и триасовые отложения (PZ-T) - пассивная окраина Сибири.

Юрские и меловые толщи (J-K) представляют собой синорогенные комплексы, которые развивались в связи с развитием Верхояно-Чукотской складчатой области. В данном случае изначально комплексы не были сложены континентальными грубообломочными отложениями.

В начале разреза юра J представляет собой в основном шельфовые терригенные осадки – на этом этапе образование орогена еще не произошло, происходит снос платформ.

В нижнем мелу K1 наблюдаются морские, мелководные шельфовые отложения и переход к континентальным отложениям - угленосная моласса.

Главная фаза погружения прогиба соответствует главной фазе сжатия в Верхоянской системе. Во время формирования краевого прогиба растущее горное сооружение в Верхояно-Чукотской складчатой области определяло процесс надвигания - в прогибе сформировалась пологая складчатость во внутренней зоне.

Терригенные отложения нижнего мела апта-альба формировались после главной фазы складчатости в Верхояно-Чукотской складчатой области.

На юге краевого прогиба не наблюдается - Предверхоянский крайовой прогиб на юге трансформируется в Нельканский надвиговый пояс, по которому Верхоянская система надвинута на Алданский щит.

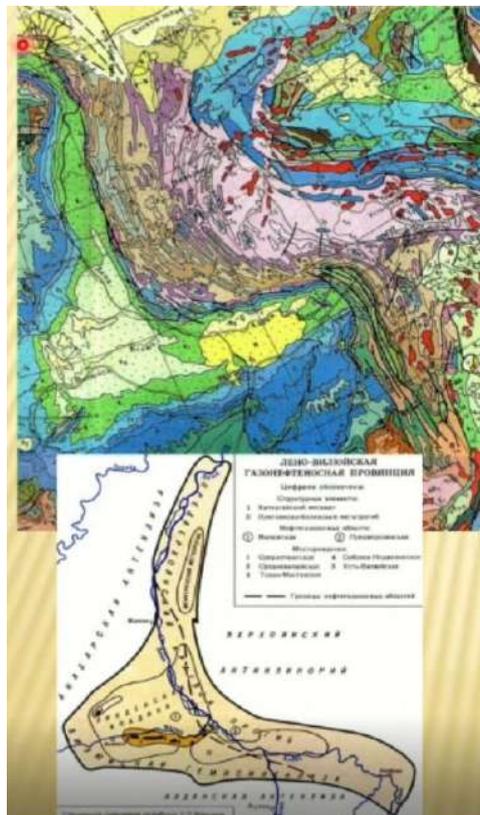


Рис. 8.6. Предверхоянский крайовой прогиб

8.3. Верхояно-Колымская складчатая система

Система представляет собой западную часть Верхояно-Чукотской складчатой области. Выделяются две зоны – внешняя (Верхоянская мегазона), включающая

образования от палеозоя до юры, и внутренняя зона – Алазейско-Олойская мегазона (рис. 8.7):

I. Верхоянская (внешняя) мегазона:

1. Верхоянский антиклинорий;
2. Яно-Индигирский синклинорий;
3. Иньяли-Дебинский синклинорий;
4. Ольджойский синклинорий;
5. Охотский массив;
6. Сооружение Сетте-Дабана

II. Алазейско-Олойская (внутренняя) мегазона

16. Омолонский массив;
7. Приколымский массив;
8. Алазейско-Олойская зона;
9. Полоусно-Колымский аккреционно-коллизийный пояс (террейны: а - Полоусный, б - Тас-Хаяхтасский, в - Омулевский);
10. Зырянская впадина

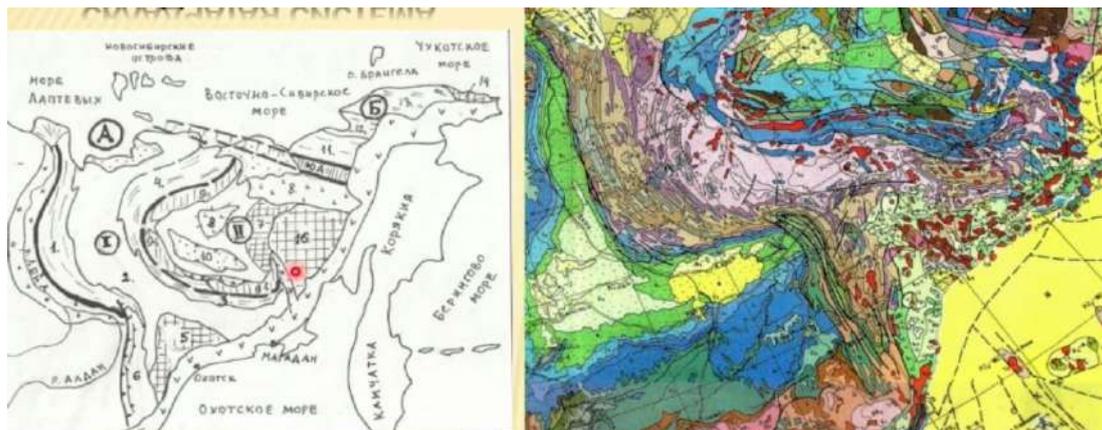


Рис. 8.7. Верхояно-Колымская складчатая система

Верхоянская мегазона

Верхоянская мегазона представляет собой пассивную окраину Сибирской платформы. В разрезе под палеозойскими отложениями на протяжении всей зоны имеется древний фундамент, сходный с фундаментом Сибирской платформы (AR-PR архейско – нижнепротерозойские комплексы).

С позднего протерозоя до девона PR2 - PZ2 залегает платформенный чехол. Карбон, пермь и нижний мезозой (триас) PZ3-MZ1 – терригенный Верхоянский комплекс 10-12 км. Формировался происходило за счет сноса обломочных материалов со стороны Сибирской платформы. Комплекс является главным осадочный комплекс Верхояно-Чукотской складчатой области – свидетельство пассивной окраины.

В разрезе чехла на уровнях рифея, девона и раннего триаса фиксируется проявление рифтогенеза. Развитие чехла на платформе так же сопровождалось рифтогенными процессами.

Верхоянская (внешняя) мегазона

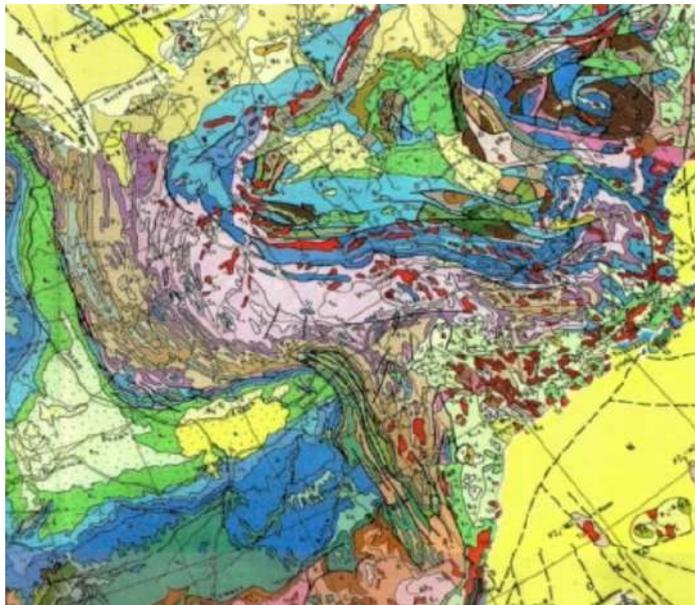


Рис. 8.8. Верхоянская (внешняя) мегазона

На рис. 8.8 приведена Верхоянская (внешняя) мегазона. Нижний комплекс мегазоны в основном слагают метаморфические породы и граниты. Метаморфические породы выходят на поверхность в районе Охотского срединного массива. Далее идет нижнепалеозойский платформенный чехол (преобладают морские карбонаты различного типа), в основании располагается рифийский авлокогенный комплекс. Такая же ситуация наблюдалась в развитии Сибирской платформы.

В девоне D2-3 для мегазоны характерны рифтогенные вулканогенные осадочные комплексы, в том числе, соленосная Вилюйско-Патемская система авлокогенов.

Разрез от карбона до юры С-Ј представляет собой Верхоянский комплекс (10-12 км). В основном разрез слагают терригенные отложения, сносящиеся с шельфа, и более глубоководные в восточной части континентального склона терригенные отложения типа турбидитов.

Шельфовая зона включает зону Верхоянского хребта и Южно-Верхоянскую зону (на западе). По мере приближения к восточной части системы появляется зона развития более глубоководных отложений флишевого турбидитного характера, представляющая собой окончание пассивной континентальной окраины - Кулуар-Нерская зона и Аян-Юряхская зона.

Самая краевой зоной является Инъяли-Дебинская зона: Инъяли-Дебинский и Полоусный синкленории, сложенные юрскими комплексами расположены на севере

зоны. На юге расположена северная часть Балыгычанское поднятие. Это наиболее молодые части складчатого верхоянского комплекса.

Глубоководный флиш, слагающий зону, представляется собой глубоководные отложения континентального склона.

В разрезах комплекса отмечаются офиолитовые ассоциации – прямой признака глубоководной впадины океанического типа.

Таким образом, Верхоянская мегазона имеет внешнюю структуру слагающих комплексов:

- AR-PR, - метаморфиты (Охотский массив)
- PН2-PZ2 - платформенный чехол (в основании R авлакогены)
- D2-3 - рифтогенные вулканиты и соленосные толщи
- С-J - верхоянский комплекс (10-12 км), терригенные отложения шельфа (зона Верхоянского хребта и Южно-Верхоянская зона на западе) и глубоководные турбидиты континентального склона (Кулар-Нерская и Аян-Юряхская зоны на востоке).

Краевая Иньяли-Дебинская зона имеет следующее строение:

- Иньяли-Дебинский (в центре), Полоумный (на севере) синклинии и северная часть Балыгычанского поднятия (на юге).
- Наиболее молодая часть складчатого комплекса - J1-2 – глубоководный флиш. В разрезах комплекса офиолитовая ассоциация. Батолиты гранитоидов.
- На севере (Кулар-Нерская зона) - глубоководные черные сланцы P, J,
- В зоне широко развит батолитовый пояс – Колымский пояс гранитоидов. Разрез этой зоны отражает ее развитие, как пассивной окраины (рис. 8.9).

В зоне широко развит батолитовый пояс – Колымский пояс гранитоидов. Разрез этой зоны отражает ее развитие, как пассивной окраины (рис. 8.9).

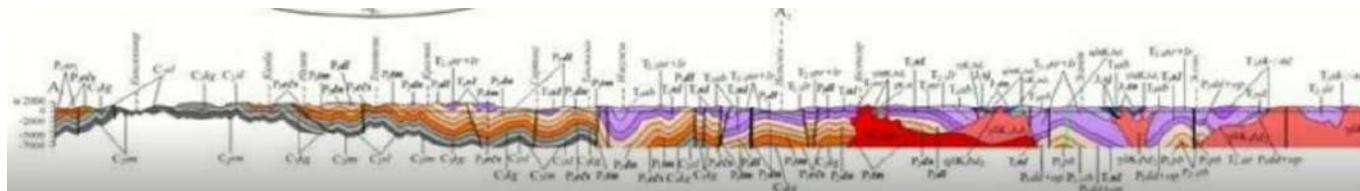


Рис. 8.9. Разрез Верхоянской мегазоны

Структурные особенности Верхоянской мегазоны:

- Складчатые ветви вокруг Колымского блока и Охотского массива
- Чередование антиклинорий (С) и синклинорий (Т-J), осложненных взбросами и надвигами. Местами пологоскладчатые участки (над массивами)

- Иньяли-Дебинский, Полоусный синклиории и северная часть Балыгычанского поднятия: изоклиальная складчатость
- Гранитоиды
- Главная складчатость с J3 по K1

Особенности структуры заключаются в том, что складчатые системы окружают крупные континентальные блоки (крупные массивы континентальной коры, частично погруженные, частично выходящие на поверхность), отражающие повсеместно наличие древнего фундамента Сибирской платформы. В тех местах, где наблюдается присутствие наиболее сложно построенных деформированных, смятых в складки отложений, вероятно, максимально проявился процесс растяжения пассивной окраины, т.е. рифтогенные процессы.

Затем, на стадии сжатия, на месте рифтогенных прогибов сформировалась наиболее выразительная складчатость. Самая интенсивная складчатость характеризует краевую зону.

По характеру разреза видно, что складки простые, складчатый комплекс представляет собой единое целое; разрез формируется в одном и том же бассейне, где впоследствии происходят деформации. Складчатость происходит в конце юры - в начале мела.

Складчатая структура западной части – это система антиклинориев и синклиориев. В антиклинориях на поверхность выходят палеозойские толщи, синклиории сложены мезозойскими отложениями. Полого складчатые участки, которые выделяются в западной части, связаны с близким расположением относительно ненарушенных континентальных блоков.

Формирование Верхоянской пассивной окраины

- Внешняя мегазона - R-J - пассивная окраина Сибирской платформы (глубина погружения до 20 км).
- Внутренняя мегазона - палеоокеаническая зона (хребет Черского, Алазейское поднятие)
- С юры J охвачена сжатием (миграция с востока на запад, передовой прогиб в K)

На рис. 8.10 приведены схематические разрезы, показывающие особенности формирования мощного осадочного Верхоянского комплекса и его деформаций. На схеме изображена пассивная окраина (на рис.8.10 изображена плюсиками +), которая утоняется.

Главный принцип – мощность на шельфе увеличивается в сторону открытого глубоководного бассейна, показан континентальный склон. Выше на рисунке показано преобладание терригенных толщ в верхнем палеозое и мезозое, нижний палеозой представлен преимущественно карбонатными толщами, которые при деформациях всей

складчатой системы формирования складчатой структуры могли являться благоприятными для формирования крупных срывов - в структуре наблюдаются складчатые деформации в верхней части разреза.

Деформации осложнены надвигами, разрез деформируется целиком, присутствует согласное залегание, мощные складчатые толщи деформированы.

На Иньяли-Дебинском синклинии формируются гранитоиды в переходной зоне. Далее формируется офиолитовую ассоциацию - внутренняя зона.

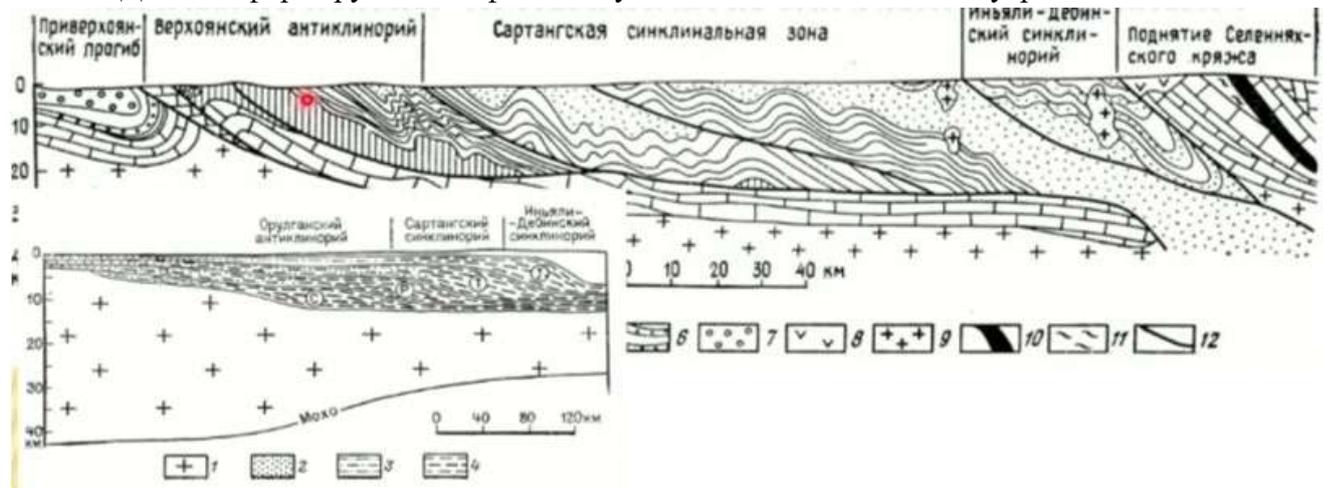


Рис. 8.10. Формирование Верхоянской пассивной окраины. Геологический разрез и палеофациальный профиль через Верхояно-Колымскую складчатую систему (Зон

Полоустно-Алазейско-Олойская внутренняя мегазона.

Структура – коллаж террейнов различной природы. Блоки абсолютно различного происхождения – террейны, которые формировались самостоятельно и возможно были удалены друг от друга. В настоящее время террейны являются единым целым - результат мощных коллизионных процессов деформации.

Присутствуют блоки древней коры – Омолонский, Приколымский массивы. Также наблюдается Омuleвско-Тас-Хаяхтахский-Полоусный аккреционный пояс «карбонатных террейнов», в пределах которых развиты палеозойские карбонатные толщи, формировавшиеся на блоках континентальной коры.

Пояс антиклинориев представляет собой отдельные блоки, являющиеся результатом мощнейшей акреции.

В зоне развиты сложные складчатые комплексы, представленные кремнистыми отложениями и вулканогенно-осадочными отложениями карбона. Пермские толщи в основном отсутствуют, что свидетельствует о герцинских деформациях.

В это Полоустно-Алазейско-Олойской зоне поздне триасово-юрские ТЗ-Ю комплексы залегают несогласно. Практически повсеместно (черные тела на схеме Колымская петля) распространены офиолитовые ассоциации.

Во внутренней мегазоне присутствуют и островодужные системы. Выделяются: Уяндино-Ясачная - продолжается в полоусную зону; Алазейско-Олойская - к северу от Омолонского массива.

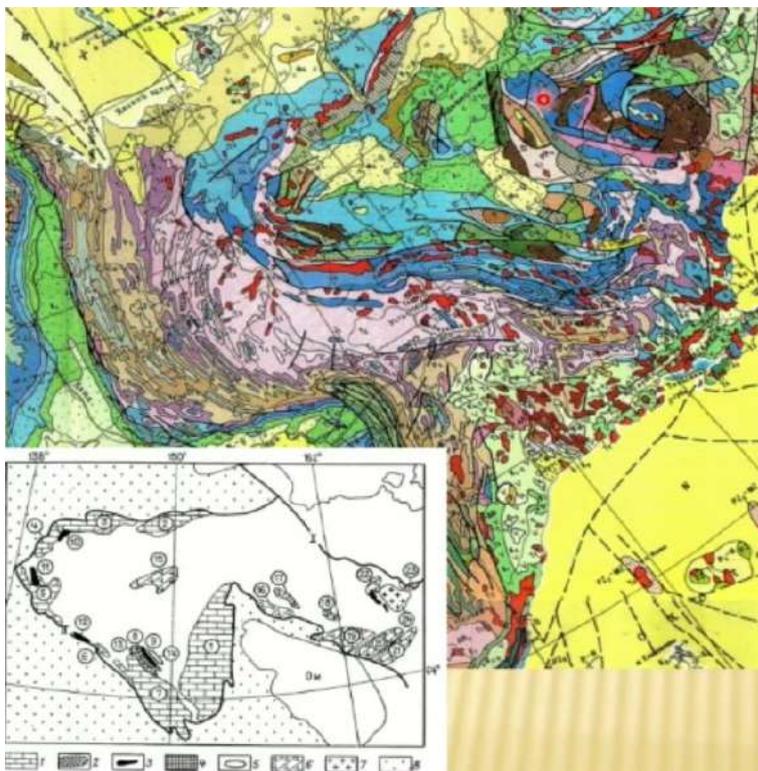


Рис. 8.11. Полоустно-Алазейско-Олойская внутренняя мегазона. Чужеродные блоки Колымской петли

Уяндино-Ясачная островная дуга

На рис. 8.12 показано положение островной дуги; на географической карте ее можно заметить по распространению юрских вулканогенных толщ, показанных соответствующим крапом.

Схематично изображено, как островная дуга могла формироваться по типу надсубдукционного вулканического пояса. Характер залегания пород островной дуги различен по всей ее протяженности: где-то комплексы вулканитов залегают на терригенных отложениях возраста средней юры – энсиматические участки островной дуги; в других частях вулканиты верхней юры несогласно залегают на палеозойских толщах – энсиолическая островная дуга, т.е. дуга сложного строения.

В настоящее время вся Уяндино-Ясачная островная дуга деформирована. Предполагается, что субдукция начиналась со стороны внутренней зоны - со стороны океана, современной Алозейской зоны.

Важной структурой этой зоны является Колымский батолитовый пояс гранитоидов возрастом поздняя юра-ранний мел J3-K1.

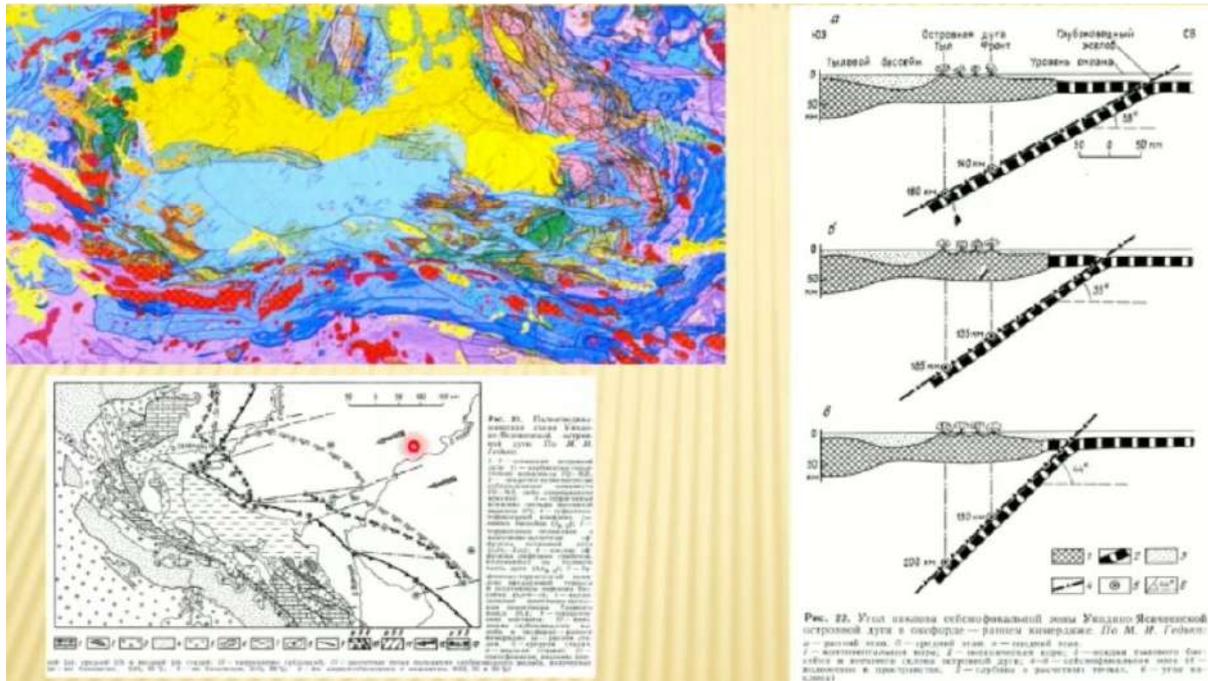


Рис. 8.12. Уяндино-Ясачная островная дуга

Пояс Колымских гранитоидов

Важной структурой является Колымский батолитовый пояс гранитоидов J3-K, образующий дугу между Верхоянской областью и Колымской петлей, накладываясь на разные тектонические единицы (рис. 8.13).

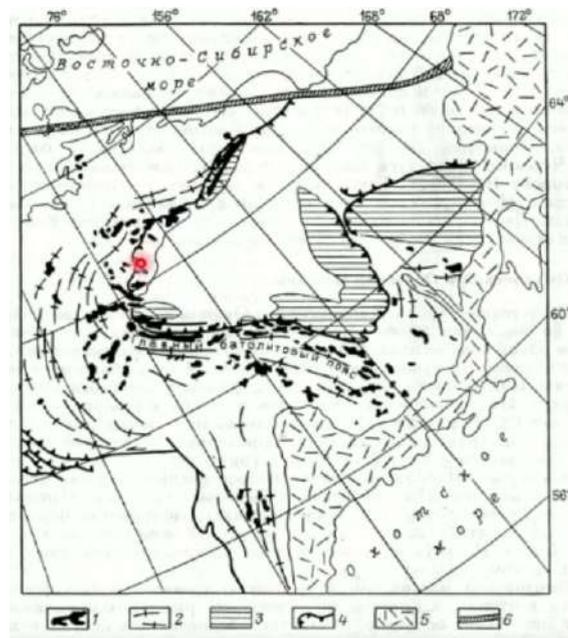


Рис. 8.13. Колымский батолитовый пояс гранитоидов J3-K

Гранитоиды близки по возрасту вулканитам островной дуги, т.е. они начали формироваться как надсубдукционные. Но они прорывают складчатую структуру, т.е. окончательно они формировались как пост-складчатые синколлизонные.

Севернее Колымской петли расположена прямолинейная Южно-Ануйская офиолитовая сутура.

8.4. Новосибирско-Чукотская складчатая система

Новосибирско-Чукотская складчатая система занимает северо-восточную часть Верхояно-Чукотской складчатой области (рис. 8.14).

На поверхности системы развиты триасовые и более молодые образования. Западная часть, перекрытая более молодыми познеюрскомеловыми и кайнозойскими чехлами в пределах акватории Восточно-Сибирского моря и прибрежных равнин Яно-Колымской, Индигирской.

Чехлы в основном перекрывают Южно-Ануйскую офиолитовую сутуру, выходящую к северу от Омолонского массива по южной части Ануйского антиклинория. Это современная пассивная окраина, уходящая на Верхояно-Индигирскую систему, выражена в Новосибирско-Чукотской складчатой системе.

Основным результатом деформаций в данной системе является складчатая область, которая так же принадлежит Верхояно-Чукотской складчатой области. Общие деформации произошли в юре - в мелу, как и во внешней зоне.

Новосибирско-Чукотская складчатая система представляет собой комплекс пассивной окраины крупного континентального блока, скрытого под осадочными толщами, но в Восточно-Чукотском массиве наблюдается выход его комплексов континентального блока.

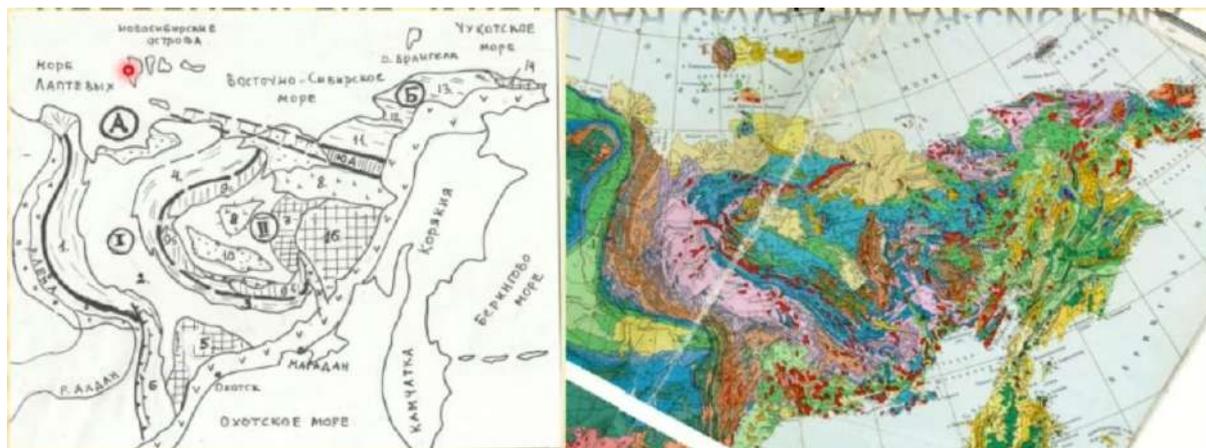


Рис. 8.14. Новосибирско-Чукотская складчатая система

В системе предполагается наличие гиперборейской платформы с байкальским фундаментом. Эта область не настолько древняя как Сибирская платформа. Возраст данного крупного континентального блока, в основном, Байкальский.

На Байкальском фундаменте развивались эпибайкальские чехлы, в девоне проявлялся рифтогенез, возможно присутствие герцинских деформаций.

В течении перми, триаса и юры (так же, как в Верхояно-Индигорской внешней зоне) формировались осадочные комплексы с преобладанием морских терригенных флишевых толщ, позже испытывавших позднекеммерийские деформации.

В поздней юре - в нижнем мелу J3-K1 одновременно с начавшимися деформациями накладывались уже на сформированную складчатую зону синорогенные впадины (моласса). Одна из них - крупная Раучанская впадина.

В это же время в зонах, где происходили наиболее масштабные коллизионные события, формировались вулканиты и гранитоиды нижнего мела. Самая южная зона этой системы - Южно-Ануйская сутура или Южно-Ануйская офолитовая шовная зона, сформировавшаяся на месте обширного Южно-Ануйского океана, который разделял пассивную окраину Сибири и пассивную окраину Гипербореи.

Складчатый комплекс мезозойд включает:

- О-С - шельфовые карбонаты с горизонтами глинисто-песчаных отложений, прорваны надсубдукционными гранитоидами С1.
- РЗ-Т - с несогласием (герцинские деформации) - мощная толща морских песчано-глинистых отложений. Бассейн углублялся к Южно-Ануйскому океану.
- На границе Р-Т и в Т, дайки и силлы базальтов (=Тунгусские траппы).
- J1-2 отсутствует. J3 с угловым несогласием на складчатом Т

Мезозойские деформации охватили весь осадочный разрез, который сформировался в системе (рис. 8.15). До ордовика-карбона преобладают шельфовые карбонаты с горизонтами глинисто-песчаных отложений, прорванные надсубдукционными гранитоидами (в следствии герцинских деформаций).

Пермско- триасовые толщи представляют собой мощные морские песчано-глинистые отложения. Бассейн углублялся в сторону Южно-Ануйского океана. В этой области проявился траповый магматизм, на границе перми и триаса, а также в раннем триасе здесь отмечаются дайки и силлы базальтов (Тунгусские траппы).

В основном нижние и средние юрские отложения отсутствуют в разрезе. Верхняя юра с угловым несогласием залегает на складчатых комплексах триаса. Главная деформация происходила в поздней юре.

Вдоль южного обрамления области протягивается Южно-Чукотский позднеюрско-раннемеловой J3-K1 окраинно-континентальный вулканический пояс. В мелу встречаются морские песчано-глинистые отложения синорогенных впадин (крупнейшая Раучанская впадина).

Комплексы возникли в условиях растяжения, затем испытали сжатие с формированием надвиговых структур. Эти отложения тоже также деформированы из-за завершения формирования Охотско-Чукотской области, произошедшего в раннем мелу - отложения в той или иной мере затронуты наложенными деформациями.

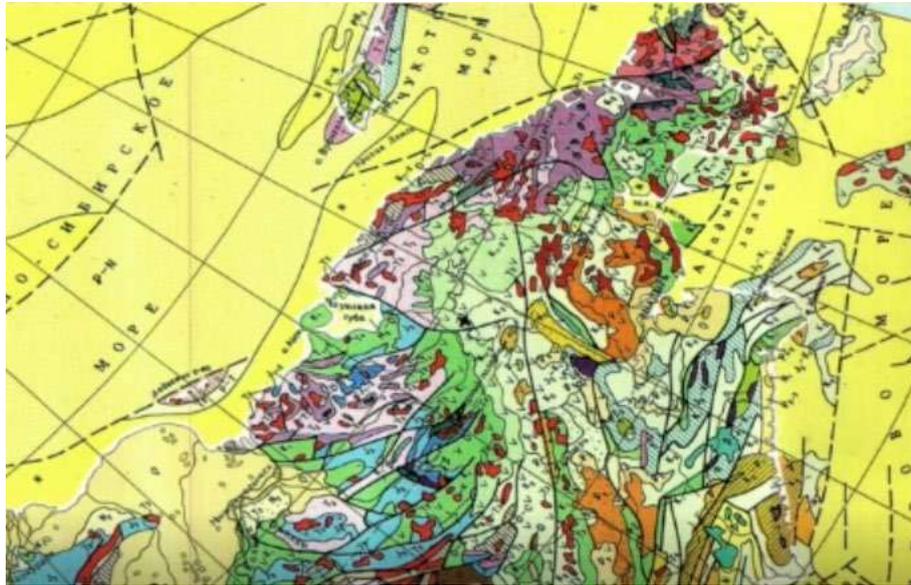


Рис. 8.15. Новосибирско-Чукотская складчатая система (Чукотский террейн)

Южно-Ануйская сутура

Сутура включает офиолитовые ассоциации, островодужные вулканиты, деформированные турбидиты, глубоководные флишевые толщи позднего триаса - поздней юры - раннего мела.

Представляет собой аккреционный терригенный меланж с блоками океанической коры. Известны базальты в ассоциации с кремнистыми осадками.

Комплексы сутуры сильно деформированы и надвинуты на север и юг. С одной стороны расположен континентальный блок Новосибирско-Чукотской складчатой системы, деформированной пассивной окраины на байкальском основании, с другой - сложная зона с подходящей Верхояно-Индигорская складчатой системой, блоком континентального основания, коллажем террейнов Алозейско-Олойской зоны.

Комплекс перечисленных структур деформируется уже в условиях континентальных мощных коллизионных процессов. Главные надвиговые деформации происходят в конце коллизий, когда шовная зона испытывает сильное интенсивное сжатие, и ее комплексы выжимаются в сторону сближающихся континентальных блоков.

Кайнозойские осадочные бассейны широко представлены на территории Верхояно-Чукотской складчатой области.

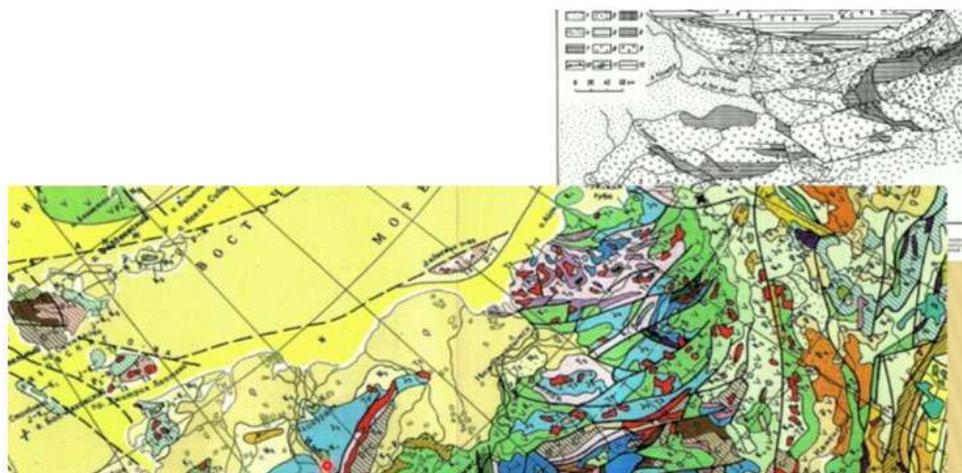


Рис. 8.16. Южно-Анхойская сутура

Офиолитовые ассоциации, островодужные вулканиты, деформированные турбидиты глубокоководные флишевые толщи позднего триаса - поздней юры - раннего мела. Аккреционный терригенный меланж с блоками океанической коры. Известны базальты в ассоциации с кремнистыми осадками. Комплексы сутуры сильно деформированы и надвинуты на север и юг. С одной стороны, континентальный блок Новосибирско –Чукотской складчатой системы, деформированной пассивной окраины на байкальском основании. С другой стороны, здесь сложная зона и подходит Верхояно-Индигирская складчатая система, тоже уже с блоком континентального основания, и коллаж террейнов Алозейско-Олойской зоны. Все это деформируется уже в условиях континентальных мощных коллизионных процессов. Главные надвиговые деформации происходят в конце коллизий, когда шовная зона испытывает сильное интенсивное сжатие и ее комплексы выжимаются в сторону сближающихся континентальных блоков.

KZ осадочные бассейны

Кайнозойские осадочные бассейны широко представлены на территории Верхояно-Чукотской складчатой области (рис. 8.17).

Встречаются два типа кайнозойских образований: с северной стороны – формирование комплекса пассивной окраины., т.е. обширного плитного чехла, который видим и в акваториях. Чехол заходит на прибрежные равнины с горизонтальным залеганием. Так же кайнозойские отложения наблюдаются в самой Верхояно-Чукотской складчатой системе – это отдельные небольшие впадины.

Нижнеколымская впадина включает континентальные отложения палеогена-неогена. Также наблюдается Кайнозойская Момско-Селеняхская система грабенов, возникшая в неогене в качестве продолжения рифтовой системы моря Лаптевых и срединно-океанического хребта Гаккеля в Евразийском бассейне Арктического океана.

В целом кайнозой представлен континентальными угленосными осадками. К борту Момского грабена приурочен Q базальтовый вулкан Балаган-Тас. На Анюском хребте так же имеется Q Анюский вулкан.



Рис. 8.17. Кайнозойские осадочные бассейны

Новейшее образование гор и неотектоника

Современное горообразование началось с палеогена-неогена. В настоящее время значительная часть области представляет собой горную местность - это связано с кайнозойским горообразованием. Высоты более 2 км (рис. 8.18).

В палеогене область имела выровненный характер. Современная динамика такова, что в настоящее время в данной области формируется горный хребет. Нижнеалданская предгорная впадина – современный краевой прогиб.

Главный пояс современной сейсмичности проходит от дельты Лены и вдоль хребта Черского и до Магадана на берегу Охотского моря. Землетрясения связаны с напряжениями сжатия и сдвига. Считается что пояс сейсмичности хребта Черского

является современной границей Евразийской и Северо-Американской литосферных плит.

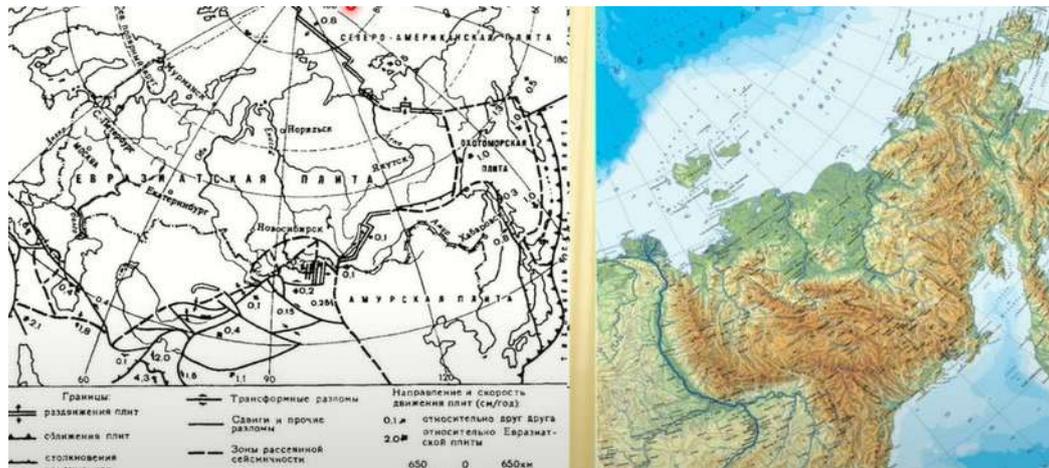


Рис. 8.18. Неотектоника. Физическая карта

Полезные ископаемые

Верхояно-Чукотская складчатая область – одна из важнейших рудных провинций мира, в том числе по золоту. Крупные месторождения золота (бассейн рек Бёрёлёха, Нера, Аян-Юрях и др.), олова (Депутатское, Чукотское), полиметаллических руд и руд редкоземельных элементов.

Основные месторождения связаны с надсубдукционными поясами батолитов (например, Колымский батолитовый пояс) и с апт-альбскими пост-складчатыми массивами гранитоидов.

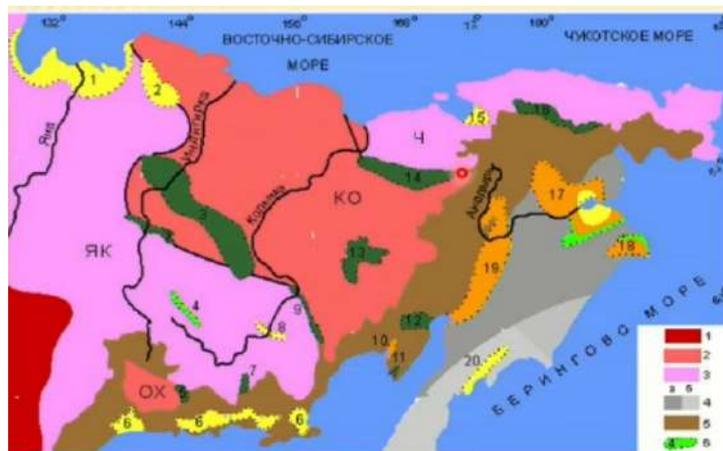


Рис.1. Схема тектонического районирования Севера-Востока России

и размещения угольных бассейнов и площадей
1 – Сибирская платформа, 2 – жесткие блоки: КО – Колыма - Омогонский, ОХ – Охотский,
3 – Верхояно-Чукотская область мезозойской складчатости. ЯК – Яно-Колымская система, Ч – Чукотская система, 4 – Корьякско - Камчатская область кайнозойской складчатости: а – Анадырско-Корьякская система (район кайнозойского), б – Ойторско-Камчатская система (позднее кайнозойское); 5 – Ойторско-Чукотский вулканогенный пояс; 6 – границы угольных бассейнов. Угольные бассейны: 1 – Ламтево-Янский, 2 – Тура-Турский, 3 – Зырянский, 4 – Арка-Арканский, 5 – Челодриновский, 6 – Охотский, 7 – Хасанский, 8 – Свьячано-Булондинский, 9 – Сумсучанский, 10 – Алвковский, 11 – Тайтоносский, 12 – Паринский, 13 – Омогонский, 14 – Алуиский, 15 – Чаунский, 16 – Чаун-Чукотский, 17 – Анадырский, 18 – Беринговский, 19 – Пензинский, 20 – Ойторский.

Рис. 8.19. Угольные бассейны

Основные полезные ископаемые – металлические, формируются в зонах схождения, на конвергентных границах плит. Кроме того, многочисленные месторождения углей разного качества связаны с краевыми прогибами (Предверхоанским, Зырянским) и отдельными меловыми и кайнозойскими впадинами (рис. 8.19).

На рис. 8.20 представлена палеотектоническая реконструкция J₃-K₁. Показан этап закрытия Южно-Анжуйского океана активными окраинами. В тылу зоны раскрывалась Канадская котловина.

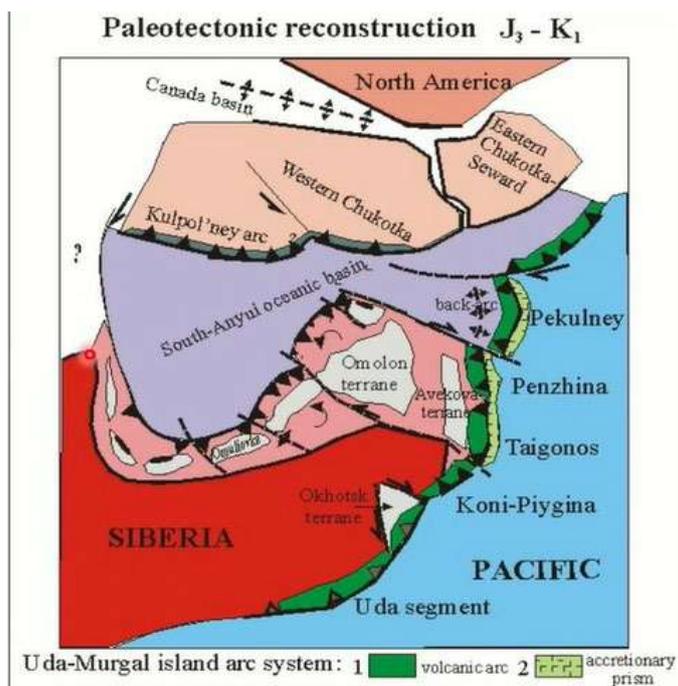


Рис. 8.20. Палеотектоническая реконструкция J₃-K₁

8.5. Тектоническая структура Верхояно-Чукотской складчатой области

Тектоническая структура Верхояно-Чукотской складчатой области включает два типа орогенов.

На рис 8.21 представлены окраиноконтинентальные орогены, сформировавшиеся на континентальной коре. Они представляют собой мощные осадочные толщи, которые формировались на континентальной коре и затем деформировались.

Характерно развитие складчатых комплексов, сопровождающееся надвиговыми деформациями (поскольку в осадочных чехлах присутствуют карбонатные толщи, характерные для осадочных чехлов платформ и для пассивных окраин в том числе).

Наличие карбонатов и соленозных толщ часто приводит к надвиговой тектонике. Это характеризует единую осадочную последовательность и характерные для нее складчато-надвиговые деформации.

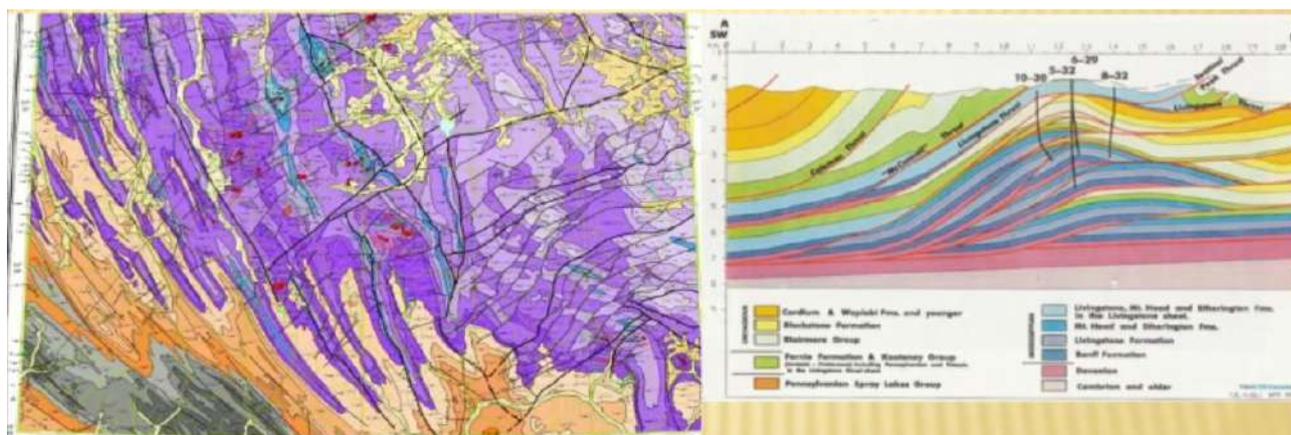


Рис. 8.21. Структура Верхояно-Чукотской складчатой области

Для Верхояно-Колымской и Чукотско-Новосибирской областей характерен относительно однородный осадочный разрез шельфовых образований - миогеосинклиналь, пассивная окраина крупных континентальных блоков (континентов и микроконтинентов). Характерна простая складчатость с чередованием антиклиналей и синклиналей (антиклинорий и синклинорий), осложненных взбросами и надвигами. Сжатие с сокращение территории на 10-30%. Часто характерны detachments – пологие срывы в основании осадочного чехла или в средней части.

Второй тип орогенов - Анюйско-Олойско-Алазейская область . Аккреционно-коллизийный ороген сложного «хаотического» строения – мозаика структур и отложений разного возраста и состава – коллаж террейнов различного происхождения.

Характерно присутствие офиолитовой ассоциацией, доказывающей наличие закрывшегося океанического бассейна.

Практически вся кора субдуцировала под активные окраины, широко развились островодужных системы. Такая структура возникает тогда, когда сначала происходит аккреция разнородных структур (причленение к краю континента в районе зоны субдукции), а затем - коллизия, при которой структуры сильно сжимаются и надвигаются друг на друга, по сдвигам перемещаясь в стороны. Их внутренняя структура обычно хорошо читается на картах магнитных и гравитационных аномалий по узким шовным зонам столкновения террейнов, часто выраженных офиолитовыми сутурами.

8.6. Охотско-Чукотский вулканоплутонический пояс

Верхояно-Чукотская складчатая область с юго-востока обрамляется Охотско-Чукотским вулканоплутоническим поясом мелового возраста (рис. 8.22). Является запечатывающей структурой, резко несогласно перекрывает структуры Северо-Востока Азии на протяжении 3000 км от Берингова пролива до Удской губы. Его внешняя мегазона очень хорошо выражена. Он протягивается по побережью Охотского моря

далее до Чукотского полуострова довольно широкой зоной до нескольких сотен километров.

В поясе выделяется внешняя зона горизонтально залегающих вулканитов мелового возраста. Мощность вулканитов составляет несколько километров. Внешняя зона фактически двухэтажная.

Нижний структурный уровень – разновозрастные складчатые комплексы Верхояно-Чукотской области. Второй – это вулканиты.

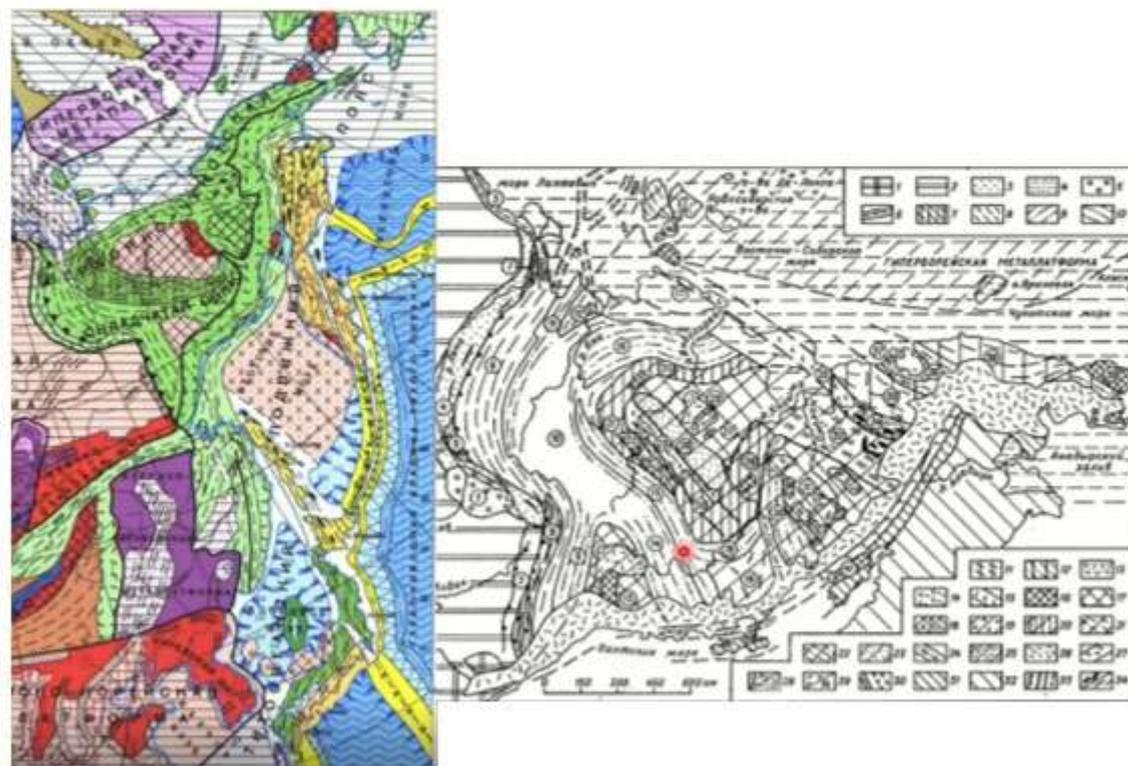


Рис. 8.22. Охотско-Чукотский вулкано-плутонический пояс

Внутренняя зона имеет более сложное строение. Представляет собой зону, где развиты разновозрастные складчатые комплексы, в том числе формировавшиеся в условиях окраины континента.

Во внутренней зоне при масштабной субдукции были расположены более ранние островодужные системы. При формировании Охотско-Чукотского пояса произошло формирование аккреционного комплекса.

Для Охотско-Чукотского вулкано-плутонического пояса характерно (рис. 8.23):

- СЗ побережье Охотского моря.
- Анадырское плоскогорье, южного побережья Чукотского полуострова
- Длина более 3200 км, ширина - 100-300 км, площадь более 500 тыс. кв. км.
- Выделен и описан Е.К.Устиевым.

- Вулканиды перекрывают ЮВ часть ВЧСО, Алдано-Станового щита
- Континентальная кора М 30-40 км.
- Возраст К1а-Pg (max К1а1-К2см)
- Внешняя на СЗ (тыловая) и внутренняя на ЮВ (фронтальная) зоны.
- Мощность вулканидов: внешняя зона 1,5-3,5 км; внутренняя зона 4-7 км.

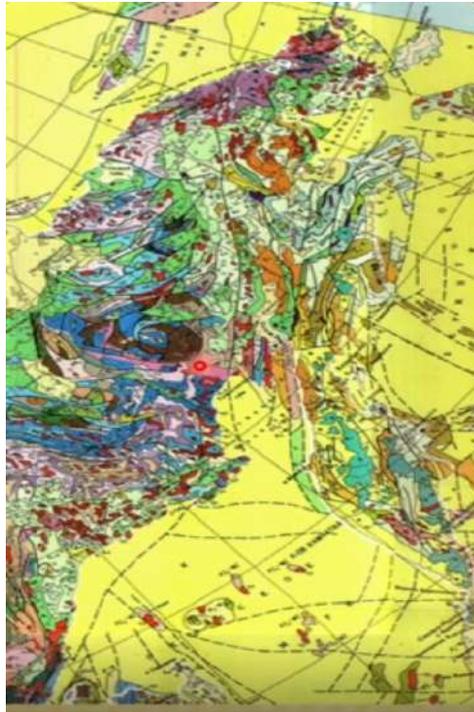


Рис. 8.23. Охотско-Чукотский вулcano-плутонический пояс

По составу в Охотско-Чукотском поясе во внешней зоне обнаруживаются более кислые толщи преобладают – риолиты (рис. 8.24). Во внутренней зоне преобладают андезиты и базальты.

Характерная поперечная петрохимической зональность:

- фронтальная зона – породы нормальной щелочности,
- тыл – высоко-калиевые разности (признак усиления роли континентальной коры)

Также встречаются субвулканические интрузивы того же состава и крупные батолиты гранитоидов. Формирование пояса происходило в середине мела, но значительная часть была сформирована в течении альба-сеномана (около 20 млн. лет).

Разрез четко разделяется (снизу-вверх): 1 андезиты, 2 риолиты, 3 «верхние базальты» (признаки надсубдукционных и внутриплитных образований).

Завершение разреза базальтами является признаком того, что начинаются расколы и подпитка с более глубоких горизонтов, где есть породы более основного состава.

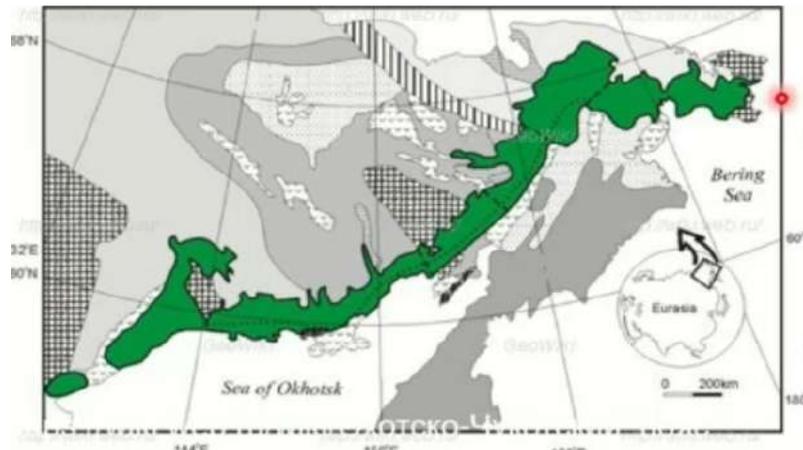


Рис. 8.24. Охотско-Чукотский вулcano-плутонический пояс в плане

Вулканиды внешней зоны: андезит-базальтовая формация – риолит-дацитовая. Характерно пологое залегание, несогласно на комплексах основания.

Вулканиды внутренней зоны: преобладают базальты и андезит-базальты, в верхних частях – риолитовые игнимбриты, субщелочные базальты. Они перекрывают вулканогенноосадочные образования. Это свидетельствует о том, что внутренняя зона являлась окраиной океана. Согласно перекрываются образования Кони-Тайгоносской системы.

Ритмы излияний начинаются с основных или средних пород и заканчиваются кислыми.

Интрузивы – 20% площади: внешняя зона – гранодиориты и граниты. Внутренняя – габбро. Габбро-диориты. Диориты и плагиограниты.

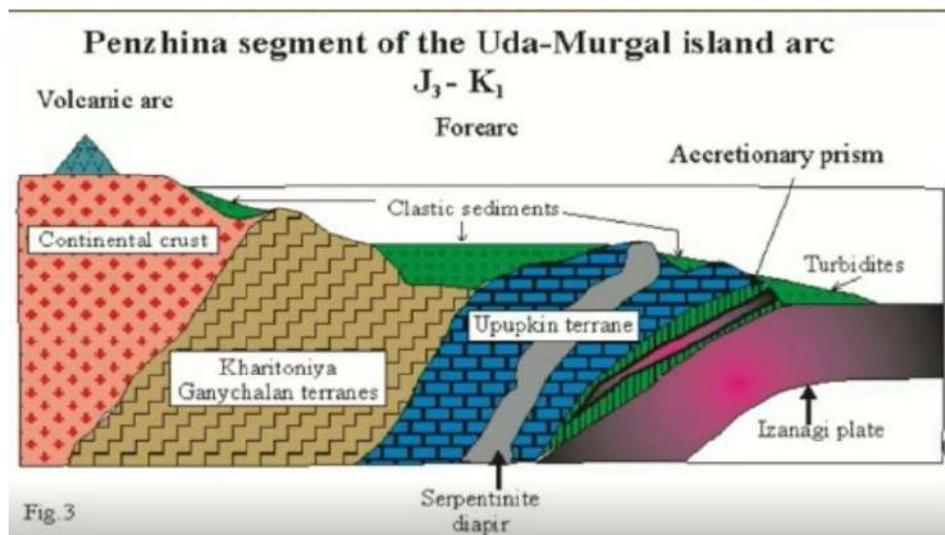


Рис. 8.25. Схема формирования пояса

На рис. 8.25 показана схема формирования пояса. Континентальная кора принадлежит Верхояно-Чукотской складчатой области.

Вулканический пояс формируется в континентальных условиях на окраине континента. Перед окраиной континента происходит мощная субдукция, к окраине континента причленяются все новые комплексы. Внутренняя зона представляет собой часть аккреционного комплекса.

Полезные ископаемые в Охотско-Чукотском вулcano-плутоническом поясе представлены различными месторождениями:

- Внешняя зона – серебряная и золото-селенидо-серебряная минерализация.
- Внутренняя зона – золотая и золото-серебряно-теллуридная минерализация.
- С меловыми эффузивами связаны также проявления ртути, сурьмы, меди, олова.
- С гранитоидами Охотского комплекса – вольфрама, молибдена, свинца, цинка

Лекция 9. Тихоокеанский подвижный пояс

9.1. Особенности строения Тихоокеанского подвижного пояса

Система разновозрастных складчатых сооружений и современных активных окраинно океанических и окраинно-континентальных зон земной коры вокруг Тихого океана. Протяжённость более 50.000 км, ширина до 3-5 тысяч км.

В рамках учебной программы занимает территорию Дальнего Востока России и сопредельные акватории окраинных морей - Охотского и Берингово.

Повсеместно отделяет древние платформы от Тихоокеанской литосферной плиты, занимая окраинно-континентальное положение.

Особенности строения: латеральная структурная зональность в виде последовательной смены структурно-тектонических обстановок: континентальная окраина - окраинный бассейн - островная дуга – глубоководный желоб - краевой вал океана - океанское дно.

Структурный контроль современной сейсмичности в виде сейсмофокальных зон; значительная роль магматизма в интрузивной и в эффузивной форме, формирующего краевые вулкано-плутонические пояса и вулканические островные дуги – свидетели проявления субдукции (рис. 9.1).

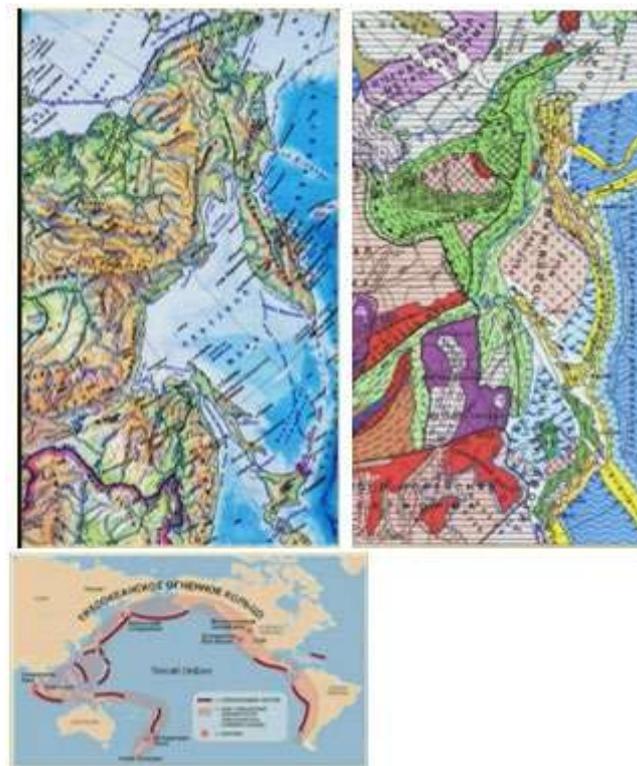


Рис. 9.1. Тихоокеанский подвижный пояс

Мощные проявления сейсмичности, эпицентры землетрясений уходят на глубины до 700 км. Сейсмические пояса связаны с границами литосферных плит. Тихоокеанский пояс является одним из самых проявленных поясов.

Активность сосредоточена в современных глубоководных желобах, где обнаруживается сейсмофокальная зона, уходящая на глубины.

«Огненное кольцо» Земли - кольцо молодых вулканов, продукты извержения - в основном андезиты (рис. 9.2).



Рис. 9.2. Огненное кольцо Земли

Тихоокеанский подвижный пояс имеет сложное строение (рис. 9.3):

Тыловая часть пояса: континентальная кора - разновозрастные складчатые сооружения PZ (Китай, Австралия), MZ (Россия, Сев. Америка) и KZ (Анды и Антарктида);

Фронтальная - континентальная кора не сформирована: островные дуги, глубоководные желоба, окраинные моря, крупные острова и краевые части материков, охваченные KZ складчатостью (Сахалин, Япония (Хонсю, Хоккайдо), Тайвань, Калимантан, Новая Гвинея, Калифорния, юг Аляски и др.).

Возраст структур увеличивается в сторону континентов до R. К ложу океана тектонические зоны моложе. В сторону континента происходит наращивание мощности континентальной коры. Это сопровождается разрушением и перемещением геологических масс, и изменением глубинного строения коры.

Реликты океанической коры - разновозрастные офиолитовые комплексы. Характерна преобладающая вергентность структур в сторону океана вследствие субдукции океанической коры под континент.

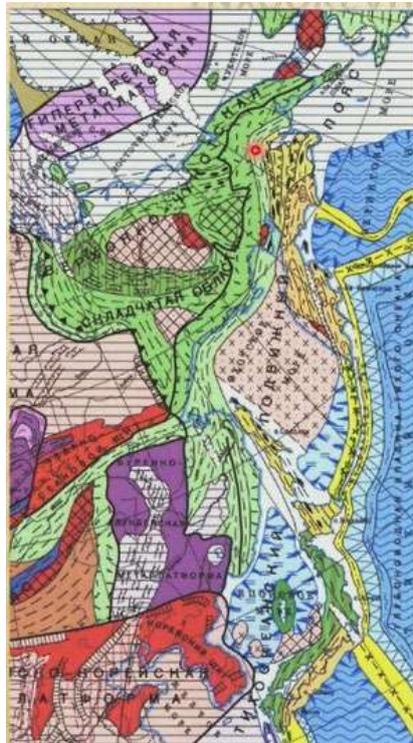


Рис. 9.3. Строение Тихоокеанского подвижного пояса

9.2. Активные континентальные окраины

Главный признак - субдукция - погружение и поддвиг океанской литосферы под континентальную окраину (рис. 9.4).

Активная окраина западно-тихоокеанского типа - характерно формирование островных дуг, возникающих при субдукции океанической плиты под океаническую (иногда с континентальной в виде микроконтинентов или комплексов более ранних островных дуг).

Нижняя океаническая плита погружается в мантию. На верхней образуются вулканы островной дуги. С внешней стороны дуги расположен глубоководный жёлоб и преддуговой прогиб. За островной дугой расположен задуговой бассейн, в котором может происходить спрединг.

Активная окраина андийского типа – субдукция океанической плиты под континентальную. Формирование вулканоплутонических окраинно-континентальных поясов. Расплав из океанической коры, мантии над ней и низов континентальной коры. Под окраиной происходит активное механическое взаимодействие плит. При медленной скорости субдукции и малой мощности океанической плиты континент соскабливает с

неё и деформирует осадочный чехол, формируя фрагментами аккреционный клин. При большой скорости океаническая кора стирает низ континента и вовлекает его в мантию

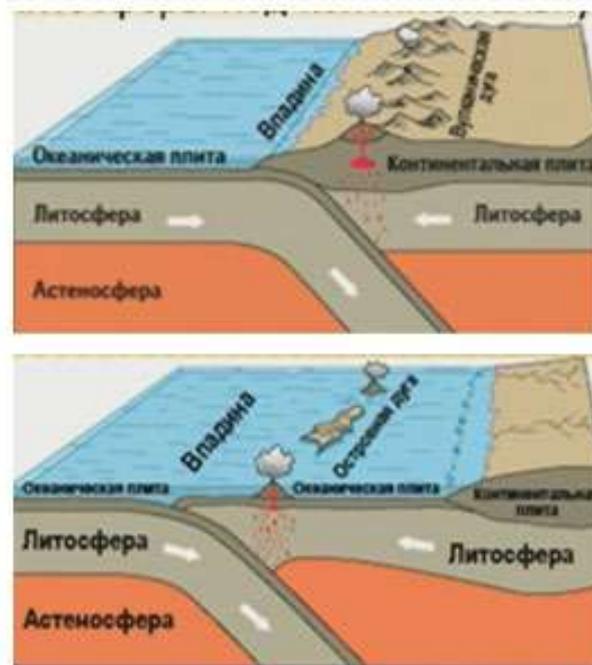


Рис. 9.4. Субдукция на активной континентальной окраине

9.3. Аккреция

Основные особенности строения складчатых систем ТОПП определяют тектонические процессы на активной окраине, которые приводят к наращиванию континентальной коры континентов. Это происходит, во-первых, за счет аккреции - последовательного причленения к континентальной окраине террейнов разного происхождения, во-вторых, за счет магматизма (рис. 9.5).



Рис. 9.5. Процесс аккреции

Критерии тектонического районирования внутренней структуры ТОПШ: возраст и характер деформаций, морфологические особенности возникшей структуры

Механизм аккреции может быть субдукционным (пододвигание океанической коры) или обдукционным (надвигание океанической коры).

9.4. Тектоническое районирование

На рис. 9.6 представлено тектоническое районирование:

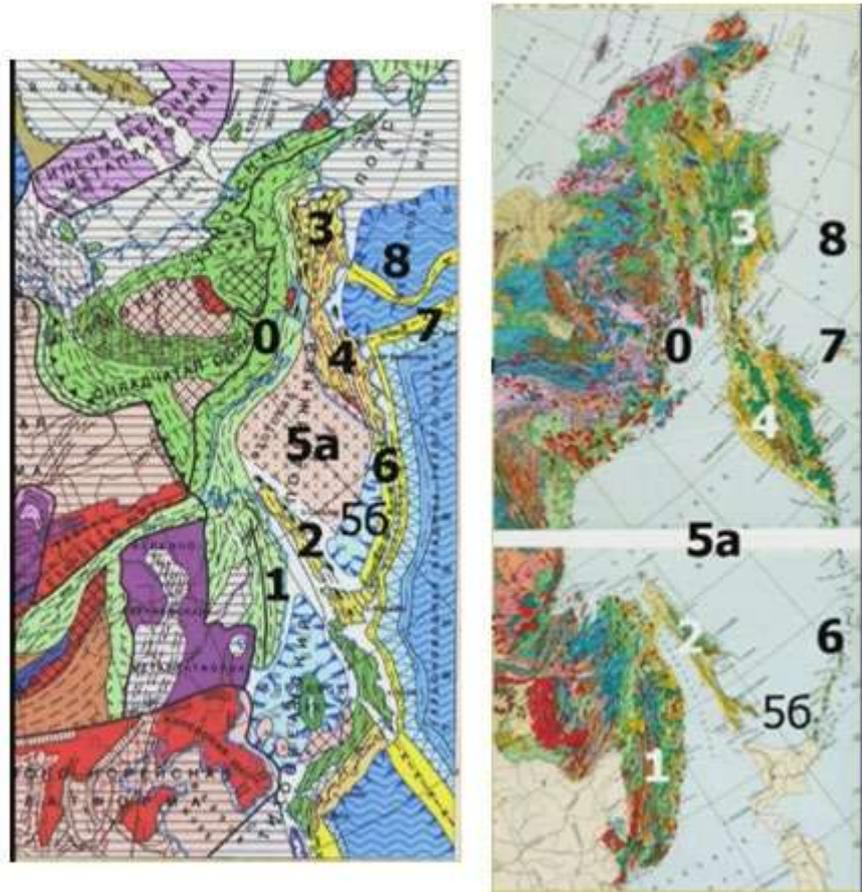


Рис. 9.6. Тектоническое районирование

0. Охотско-Чукотский вулcano-плутонический пояс
1. Позднемезозойская складчатая система Сихотэ-Алиня и Восточно-Сихотэ-Алинский ВПП
2. Кайнозойская складчатая система Сахалина
3. Позднемезозойско-раннекайнозойская складчато-покровная система Корякского нагорья
4. Кайнозойская Олюторо-Камчатская складчато-надвиговая система

5. Впадина Охотского моря (гипотетический Охотоморский срединный массив) и г/в Южно-Охотская (Курильская) впадина
6. Курильская вулканическая островная: дуга и Курило-Камчатский г/в желоб
7. Алеутско-Командорская вулканическая островная дуга и Алеутский г/в желоб
8. Впадина Берингова моря (Командорская и Алеутская впадины, хребет Ширшова)

Охотско-Чукотский вулкано-плутонический пояс (ОЧВП)

Возник на активной континентальной окраине Евразийского континента на рубеже К1/К2 над зоной субдукции (рис. 9.7).

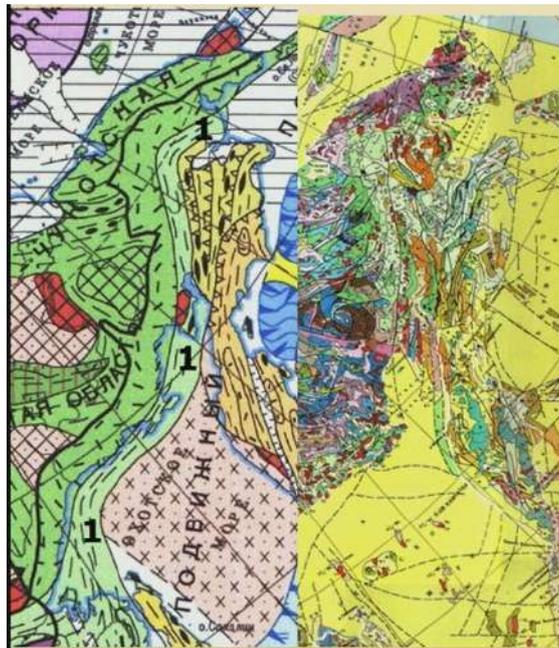


Рис. 9.7. Охотско-Чукотский вулкано-плутонический пояс

Заложению пояса предшествовало образование островодужных комплексов Р-К Кони-Мургальской зоны (основание внутренней части ОЧВП, обнажаются на ЮВ фланге пояса).

К ЮВ - складчато-покровная система Корякского нагорья-амагматичная аккреционная призма на границе погружавшейся Тихоокеанской плиты.

Кони-Мургальская складчатая система

Обрамляет с ЮВ ОЧВП (1). Фрагменты двух PZ3-MZ1 островных дуг (Кони-Тайгоноская PZ и Удско-Мургальская T-J), задуговых бассейнов и фрагментов континентальной коры (Тайгоносский массив), аккрецированных к окраине Евразии к середине MZ.

Терригенно-вулканогенные сложно дислоцированные комплексы (с гранитами и серпентинитами).

К юго-востоку от Охотско-Чукотского вулcano-плутонического пояса расположен коллаж террейнов разного возраста (рис. 9.8).

Террейны разного возраста и происхождения аккретированы к краю континента в MZ-KZ. По времени аккреции, возрасту деформации и механизму аккреции в строении складчатой области выделяются две складчатые системы - позднемезозойско-раннекайнозойская (ларамийская) складчато-покровная Корякского нагорья и кайнозойская складчато-надвиговая Олюторско-Камчатская.

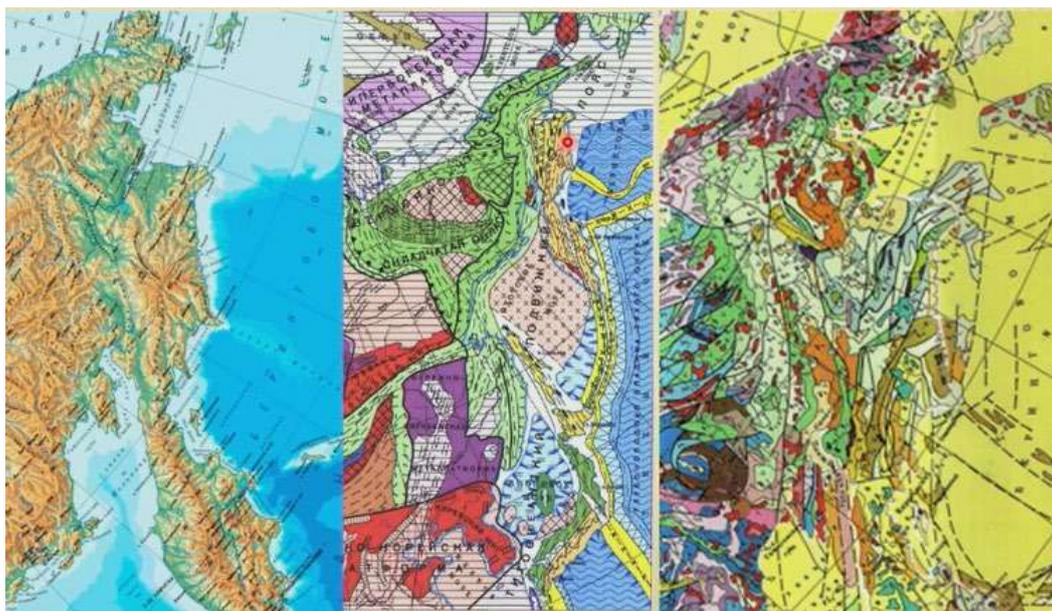


Рис. 9.8. Коллаж разновозрастных террейнов

9.5. Ларамийская покровно-складчатая система Корякского нагорья (Корякский ороген)

На рис. 9.9 приведена покровно-складчатая система Корякского нагорья. Можно отметить резкое преобладание меловых толщ. Отсутствуют крупные континентальные массивы. Характерно почти полное отсутствие гранитоидов (кора ~30 км).

Характерно покровно-чешуйчатое строение. Четко выражен ряд продольных надвиговых пластин ЮВ вергентности в условиях океанической субдукции, направленной под континент.

Наблюдаются террейны деформированных комплексов PZ-K1 с фрагментами of O-J, вулканических дуг (MZ), метаморфитов (Хатырский, Майницкий, Пекульнейский, Усть-Бельский, Таловский и др.). На карте фиолетовым цветом отмечено присутствие офиолитовой ассоциации.

Аккреция террейнов завершилась в K-Pg1, что определило выражение главного несогласия - рубеж K/Pg1.

Далее начинается формирование нового осадочного комплекса: Pg1-2 вулканиты и молассы – континентальные образования. Край континента маркируется Укэлятской зоной (флиш K2-Pg2).

Восточнее - КЗ Олюторско-Камчатская зона, формировалась за глубоководным бассейном.



Рис. 9.9. Коркский ороген

Корякский пояс террейнов

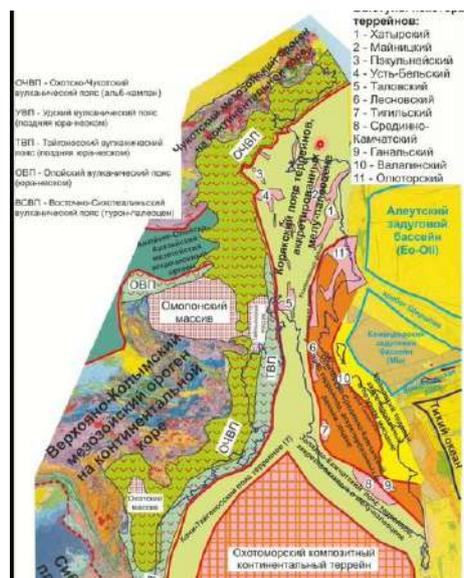


Рис. 9.10. Корякский пояс террейнов

Вулканические пояса формируются в условиях субдукции на неоднородностях, имеющих утолщенную (уже континентальную) кору (часто по их окраинам). Между вулканическими поясами на месте бассейнов может происходить аккреция террейнов без формирования вулканических поясов. Такой областью является Корякская складчато-покровная система (Корякский пояс террейнов) (рис. 9.10).

Геологические разрезы

На рис. 9.11 представлены разрезы складчато-покровной системы Корякского нагорья. На разрезах видно широкое распространение офиолитовых комплексов. Представлена сложная складчато-покровная структура.

Также в нижней части рисунка приведены тектоно-стратиграфические единицы. Практически каждая пластина, отделенная разломом, является самостоятельной. В условиях аккреции пластины были собраны в единую складчато-покровную систему.

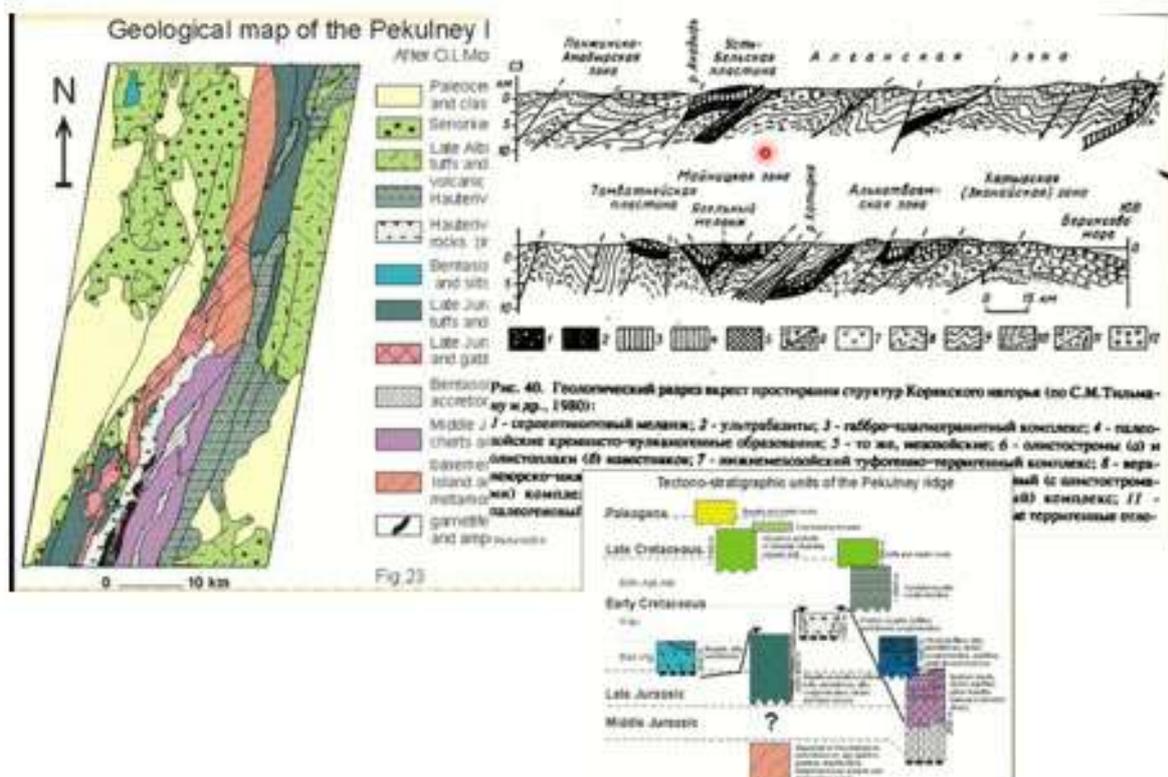


Рис. 9.11. Геологическая схема и тектоно-стратиграфические единицы Пекульнейского хребта

9.6. KZ Олюторско-Камчатская складчато-надвиговая система

Система сформировалась в кайнозое (рис. 9.12). В настоящее время является ареной проявления современного вулканизма – включает несколько вулканических поясов с действующими или недавно потухшими вулканами.

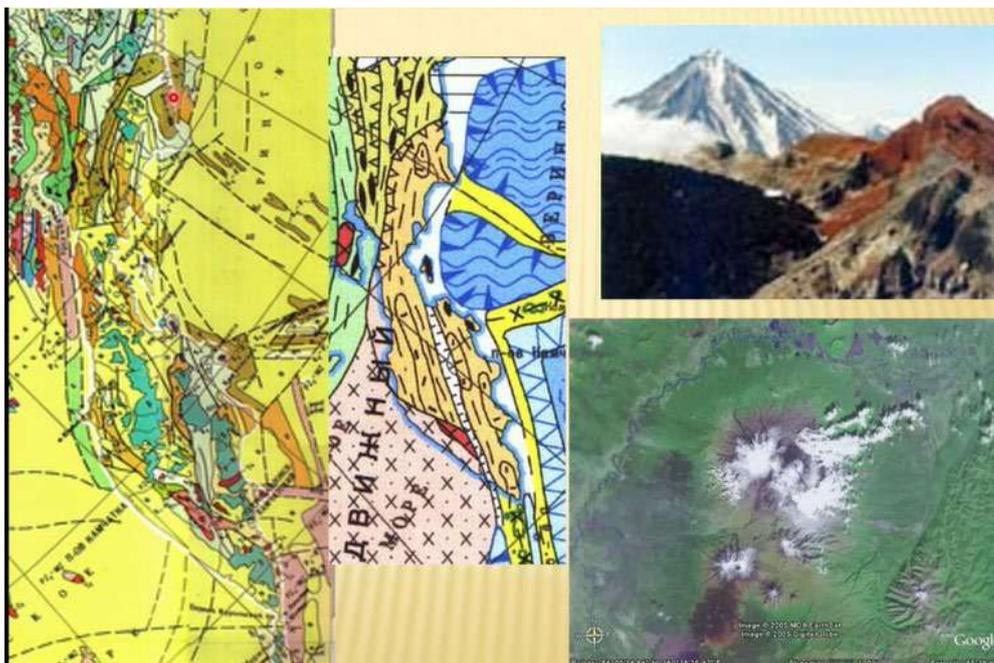


Рис. 9.12. Олюторско-Камчатская складчато-надвиговая система

П-ов Камчатка

Полуостров имеет размеры 1200x450 км, представлен на рис. 9.13. Самое узкое место – перешеек Парапольский дол.



Рис. 9.13. Полуостров Камчатка. Физическая карта

Полуостров имеет структуру:

- Восточный берег: заливы и бухты: Кроноцкий, Камчатский, Карагинский, Корфа, Авачинская и п-ова: Шипунский, Кроноцкий, Камчатский, Озерной.
- Западный берег изрезан слабо, Западно-Камчатская низменность
- Срединный хребет с вулканом Ичинская Сопка Центрально-Камчатская низменность - (долина р. Камчатка) с Ключевской группой вулканов и вулканом Шивелуч.
- Восточные хребты (Ганальский, Валагинский, Тумрок и Кумроч).
- Камчатский залив
- Восточное вулканическое плато с конусами потухших и действующих вулканов: Кроноцкая, Корякская, Авачинская, Мутновская сопка. Мыс Лопатка

Тектоническое строение

Олюторско-Камчатский ороген отделен от Корякского орогена Укэлятской зоной. Укэлятская зона продолжается к югу Западно-Камчатской флишевой зоной (рис. 9.14).

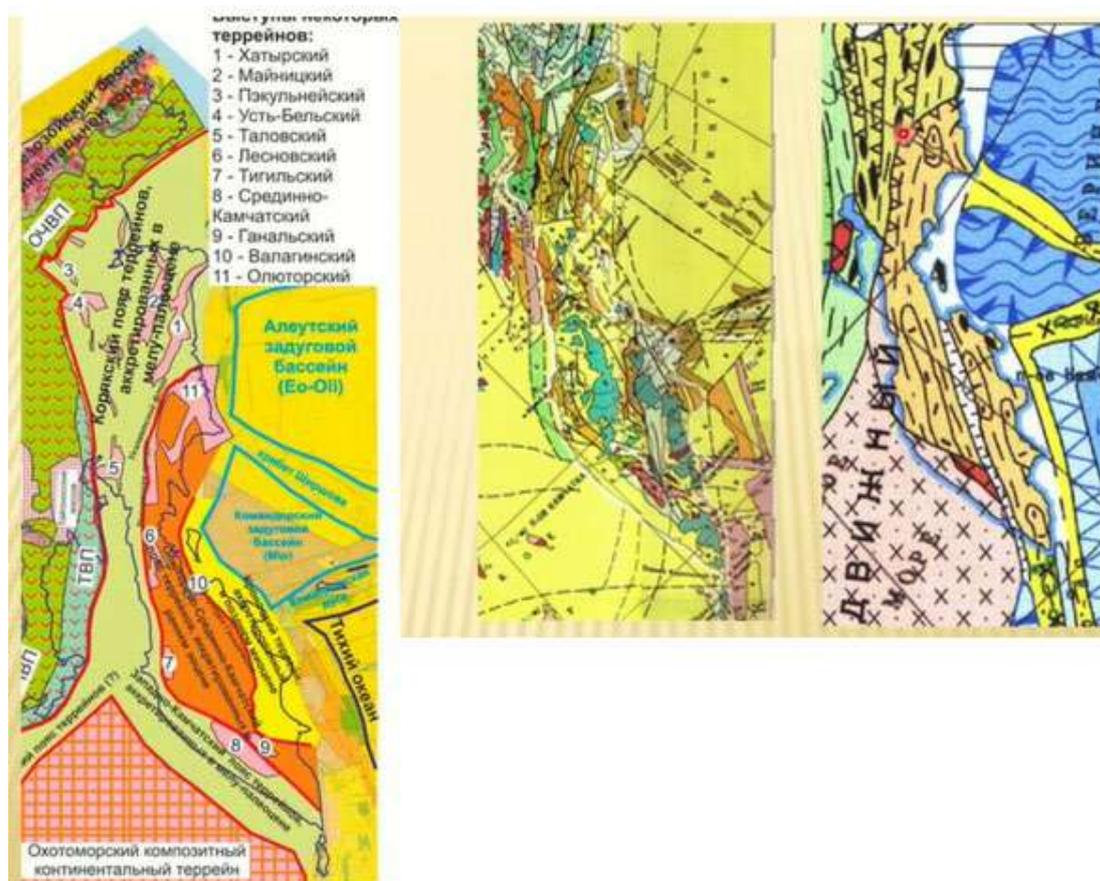


Рис. 9.14. Тектоническое строение орогена

В северной части Западно-Камчатская зона граничит с основанием Охотско-Чукотского пояса, на юго-западе предполагается крупный блок континентальной коры.

Система состоит из нескольких зон:

- Западно-Камчатско-Корякская зона: флиш K2-Pg1
- Центральнo-Камчатская зона: выступы метаморфитов (PZ-MZ) - вулканогенно-осадочные толщи K2-Pg островной дуги - Pg-N вулканогенно-кремнистые осадки
- Восточно-Камчатская зона: офиолиты и вулканогенно-осадочные толщи K2-Pg островной дуги - KZ осадки;
- Центральнo- и Восточно-Камчатские зоны - фрагменты Ачайваям - Валагинской островной дуги, аккрецированные к континентальной окраине и разделенные внутридуговым рифтом.
- Зона Восточных полуостровов: вулканогенно-осадочные толщи K2-Pg2 Кроноцкой островной дуги и блоки сложного строения
- Террейн Восточных п-овов в N, аккрецирован к окраине Евразии при субдукции.
- Центральнo-Камчатская зона в Pg2 обдуцирована на Западно-Камчатского зону по Ватынско-Лесновскому надвигу.

KZ - окраинно- континентальный надсубдукционный вулканизм

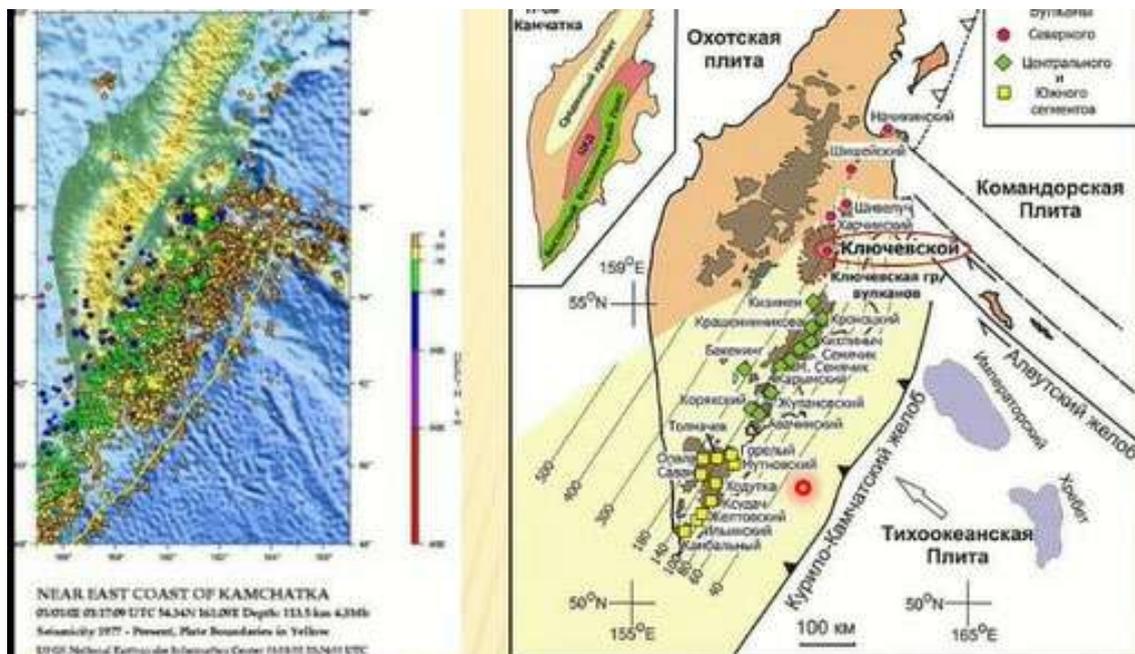


Рис. 9.15. Окраинно- континентальный надсубдукционный вулканизм

KZ субдукция - формирование нескольких вулканических поясов на континентальной коре. Омоложение в сторону Тихого океана. Наземный базальтовый и андезибазальтовый вулканизм. Полигенные стратовулканы и лавовые плато (рис. 9.15).

Вулканические зоны: Срединного хребта (вулканизм Pg3-Q1), Ключевская (в Центральной депрессии), Восточная и Южная (продолжение Курильской вулканической дуги) (вулканизм с N2).

На Камчатке более 250 полигенных вулканов (28 вулканов сохраняют активность) и более 2000 мелких моногенных.

Проявляется задуговое растяжение - рифтогенез – сбросовая тектоника и контрастный вулканизм - щелочные базальты и дацитовые игнимбриты (Центрально-Камчатская депрессия).

Полезные ископаемые:

- Разнообразные угли (бурые, каменные и антрациты) в палеогеновых отложениях;
- Рудопроявления золота, серебра, ртути, полиметаллов;
- самородная сера;
- разнообразные строительные материалы.
- Многочисленны минеральные (углекислые, азотные и др.) и термальные (до 100°C) воды (гейзеры, кипящие озёра, грязевые вулканы и др.), приуроченные главным образом к Восточному хребту.

9.7. MZ2 Сихотэ-Алинская и KZ сахалинская складчатые системы

О-в Сахалин расположен между Татарским проливом и Охотским морем. Вдоль о-ва простираются Восточно- и Западно-Сахалинские горы. Северное окончание - п-ов Шмидта. На юге залив Анива. Восточная часть - п-ов Терпения, отделенный от о-ва заливом Терпения (рис. 9.16).

MZ2 Сихотэ-Алинская система охватывает нижнее Приамурье и Приохотье. Среднегорный рельеф. Основные элементы Буреинский и Баджалский хребты на западе и Сихотэ-Алинский - на востоке, их разделяет долины р.Амур и его притока Уссури.

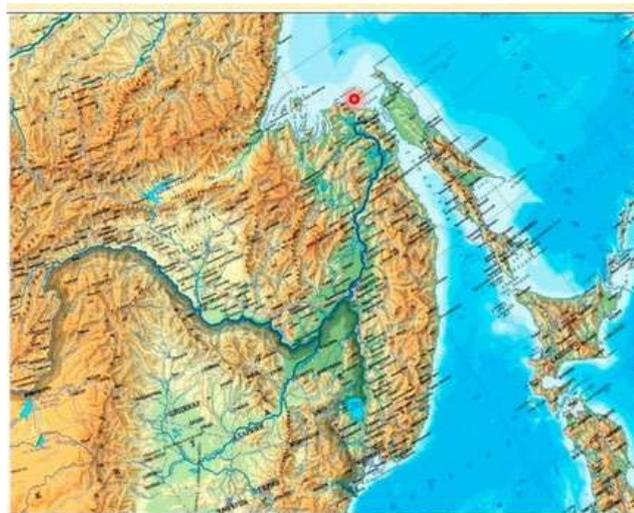


Рис. 9.16. Географическая карта района Сихоте-Алинь и Сахалина

Тектоническое положение Сихотэ-Алиньской и Сахалинской складчатых систем

Сихотэ-Алиньская система на севере граничит с Монголо-Охотским поясом, на западе - с РЗ террейном Буряя-Цзямусы-Ханка. Продолжается в северную часть Сахалина (рис. 9.17).

Восточнее находятся шельфы Японского и Охотского морей и Татарский пролив. Структуры Сахалина продолжаются на Японские острова. Далее на восток располагается Охотское море.

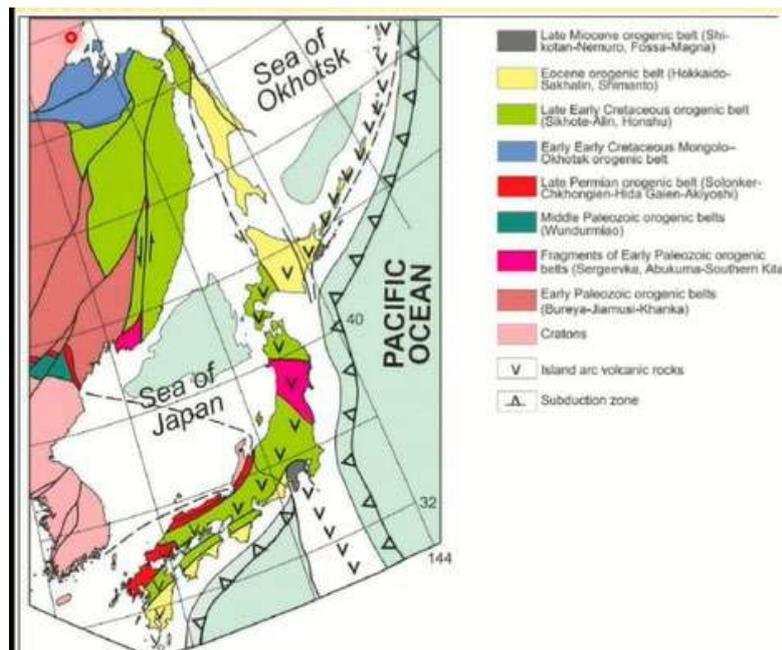


Рис. 9.17. Тектоническая схема для района Сихотэ-Алиня. Схема показывает общее тектоническое положение для Сихотэ-Алиньской складчатой области. По (Ханчук, Кемкин. Крук. 2016)

Схема тектонического районирования Сихотэ-Алиня и Сахалина

Сихотэ-Алиньская и Сахалинская складчатые системы включают несколько структур, обозначенных на рис. 9.18:

- Сложный террейн Буряя-Дзямусы-Ханка: Буреинский (1)
- Ханкайский (2) массивы с герцинской Хингано-Буреинской складчатой зоной (активная континентальная окраина);
- террейны «Яккреционного комплекса» (3);
- Журавлевско-Амурский флишевый террейн (4)
- Восточно-Сихотэалиньский краевой вулcano-плутонический пояс (5).
- Сахалин: Западная зона - преддуговой бассейн; Восточная зона - аккреционная призма

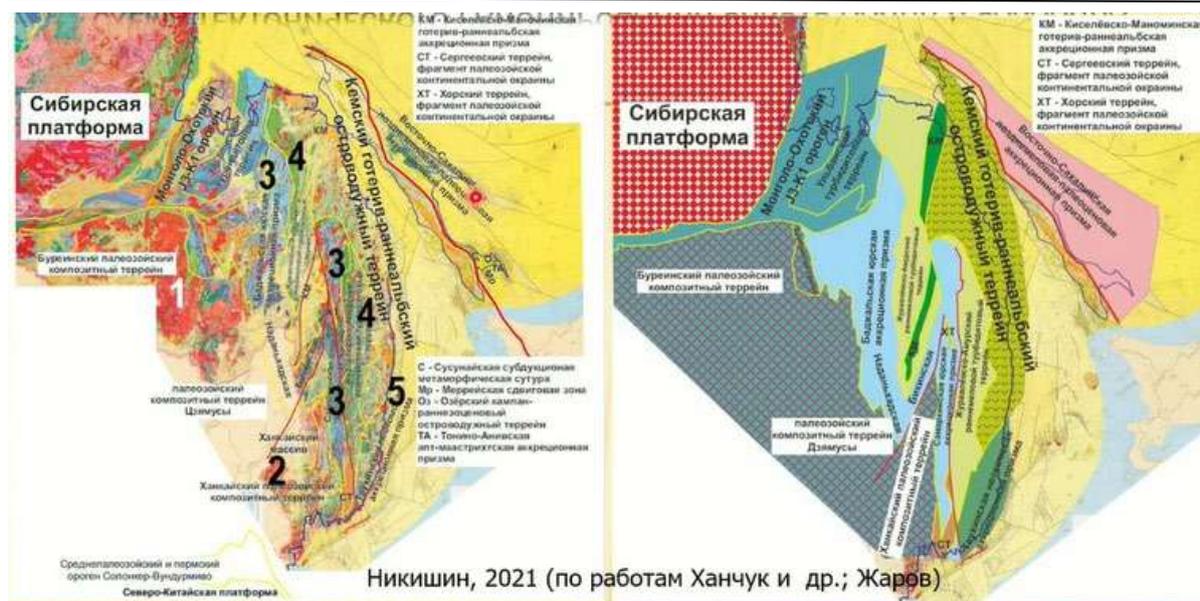


Рис. 9.18. Схема тектонического районирования Сихотэ-Алиня и Сахалина

M22 Сихотэ-Алинская складчатая система

Буря-Цзямусы - сложный PZ террейн. Далее расположена полоса террейнов «J аккреционного комплекса» - пластины и блоки пород океанической, окраинно-океанической и шельфовой обстановок – конвергентная J3 граница Палеоазиатской и Палеотихоокеанской литосферных плит. Деформированные сложные толщи представляют собой аккреционный комплекс перед фронтом окраины континента. В конце палеозоя на краю континента был сформирован палеозойский пояс.

Аккреционный клин формировался на границе континента. После вхождения его в состав континента, был сформирован Журавлевско-Амурский флишевый террейн - серия тектонических пластин К, флиша. Формирование произошло перед фронтом с аккреционным клином юрских террейнов. Конвергентное движение плит сменилось на трансформное.

В это время происходит формирование сложной морфологии складчатого сооружения. Если юрский аккреционный комплекс формируется в условиях субдукции при погружении океанической коры под континентальную, то формирование Амурско-Журавлевского террейна происходит при накоплении флишевых толщ и значительной роли трансформных движений вдоль границ литосферных плит. Субдукция сменяется горизонтальным скольжением – плиты перемещаются относительно друг друга без погружения литосферы под литосферу.

Восточно-Сихотэалинский ВПП - надсубдукционный краевой вулканоплутонический пояс - мощный (3-5 км) комплекс K2-Pg-N1 наземных вулканитов кислого, среднего и основного состава и массивы гранитоидов. Образуется новая конвергентная граница. Пояс формируется на новой континентальной окраине. Перед

фронтом пояса формируется преддуговой бассейн с комплексами отложений преимущественно флишевого характера.

Комплексы и ранее районирование Сихотэ-Алиня

На рис. 9.19 показано, как во времена, когда не принималась концепция тектоники литосферных плит, районирование проводилось по стратиграфическому уровню тех или иных комплексов. Выделялись простые антиклинории и синклинории.

Ороген имеет сложное строение с началом развития в условиях субдукции и значительную ролью трансформных перемещений.

Комплексы:

- PR-Cm - основание
- K2-KZ – запечатывающие

Структуры:

- Амуро-Уссурийский синклинорий (J-K)
- Главный Сихотэ-Алиньский антиклинорий (PZ(P)-J).
- Восточно-Сихотэ-Алиньский синклинорий (J-K)
- PZ2-K1 - складчатый комплекс Прибрежный антиклинорий (PSJ)
- Восточно-Сихотэ-Алиньский ВПП (вулканиты K-Pg)

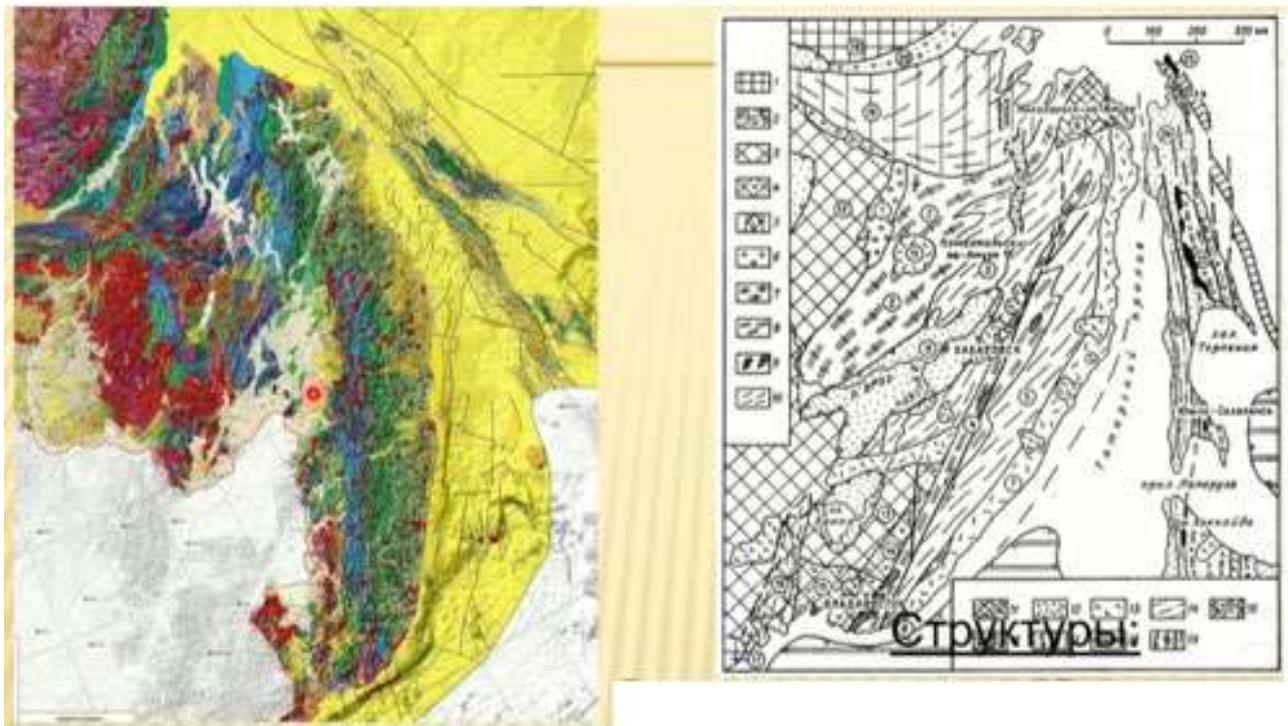


Рис. 9.19. Комплексы и ранее районирование Сихотэ-Алиня

- На Западе - сложный террейн Буряя-Цзямусы-Ханка. К северу - восточный участок Монголо-Охотского орогена. Древние массивы, объединенные в PZ (рис. 9.20).
- Юрские террейны: Хингано-Буреинский и Главный Сихотэ-Алинский антиклинории - г/в кремнистые отложения P-J и J3 вулканогенно(В)-осадочные меланжированные толщи – J аккреционная призма, сформировавшаяся над J зоной субдукции.
- K1 - континентальные молассы (Буреинский краевой прогиб на Буреинском массиве) и вулканиты Баджальской впадины.
- Центр - пояс юрских аккреционных террейнов

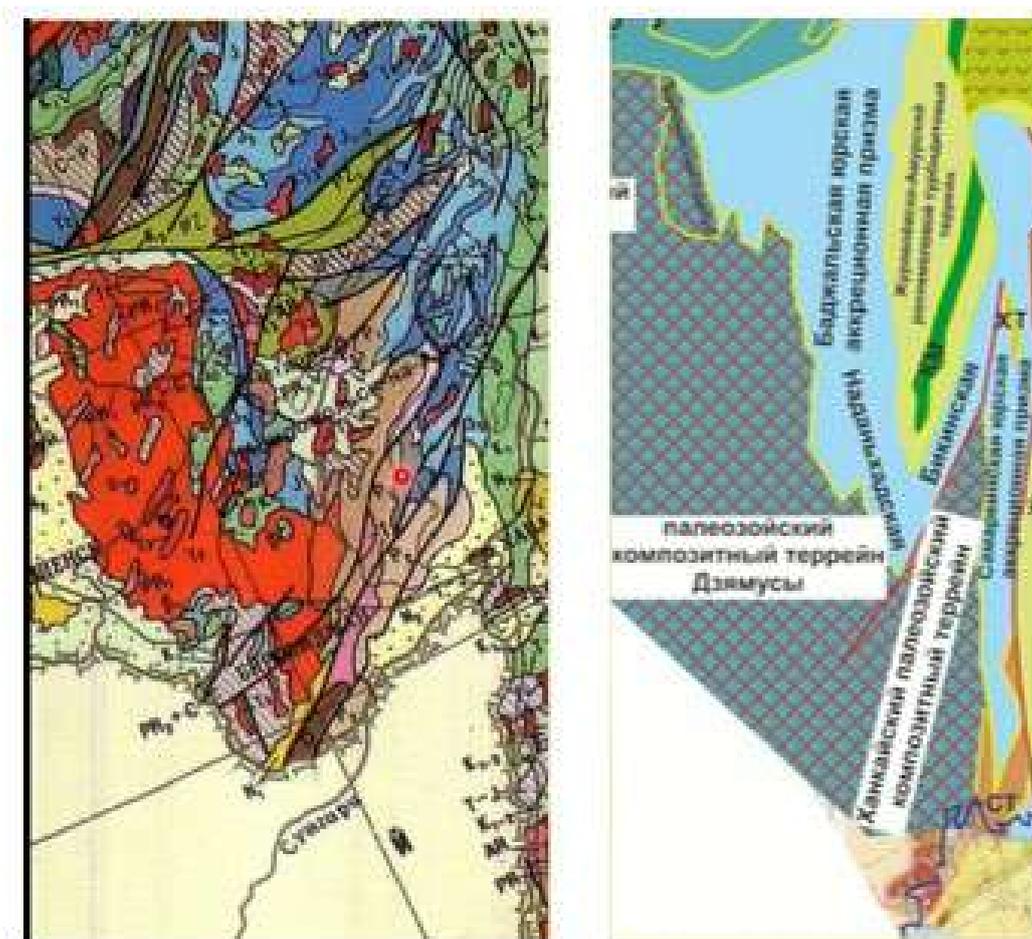


Рис. 9.20. Строение террейнов

Главный Сихотэ-Алинский антиклинорий

На рис. 9.21 изображен Главный Сихотэ-Алинский антиклинорий. Антиклинорий возник за счет перемещения по крупным трансформным границам. Вулканогенно-кремнисто-терригенные отложения PZ-T-J. PZ2 офиолиты – происходила субдукция океанической коры.

В настоящее время центральная часть пояса террейнов J аккреционной призмы образует в плане зигзагообразный изгиб. В пояс террейнов входят Бикинская и Самаркинская призмы. Р-Т-J - глубоководные кремнистые отложения; J₃ – преобладание песчано-глинистых отложений и с толщами меланжевого строения (океанические образования, образовавшие аккреционную призму над зоной субдукции). Образование происходило перед фронтом окраины сложного палеозойского террейна.

В центральной части блоки континентальной коры – окраина Буреинского массива.

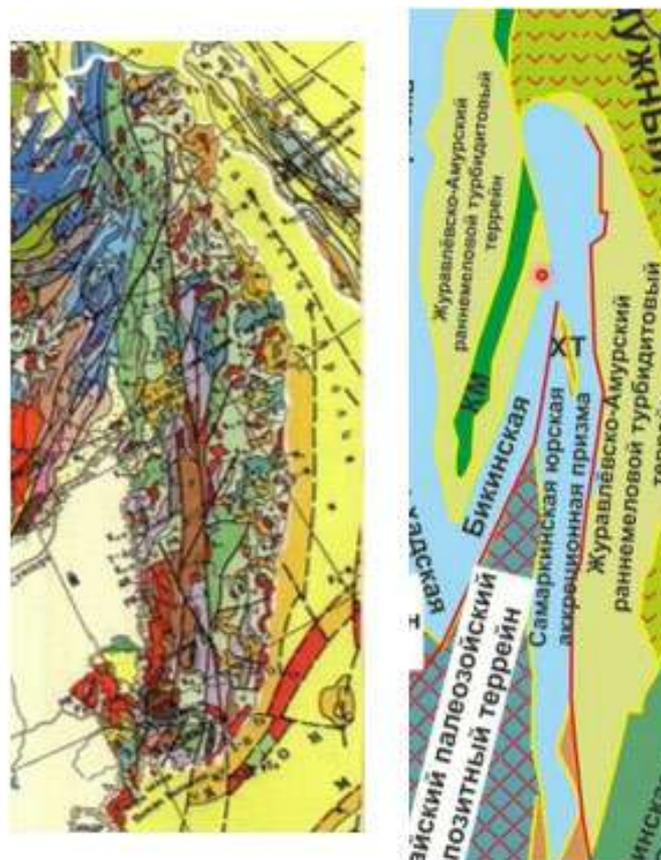
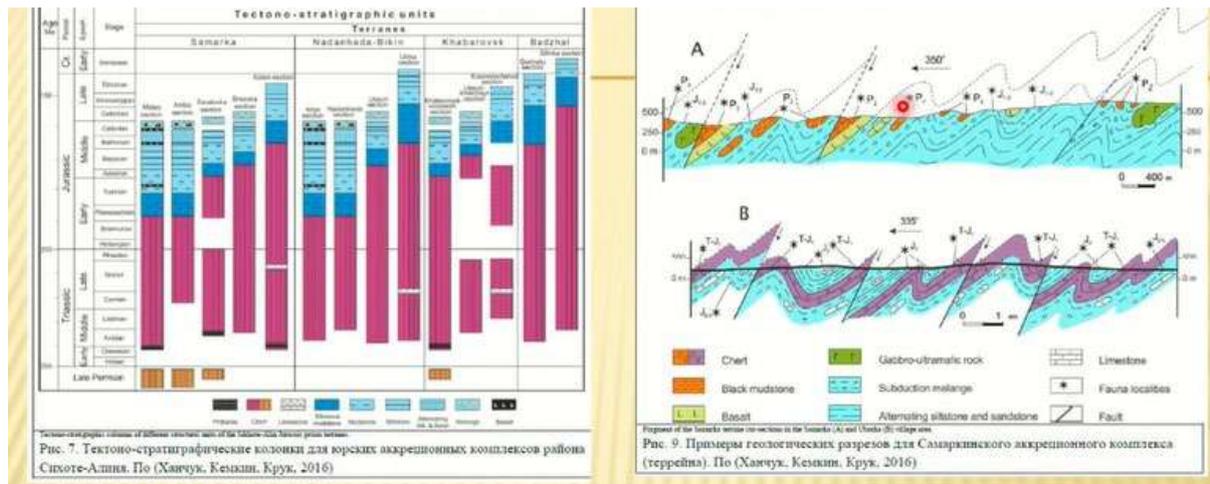


Рис. 9.21. Главный Сихотэ-Алинский антиклинорий

На рис. 9.22 приведены разрезы, значительная часть которых представлена триасово-юрскими комплексами. Сложное сочетание блоков представляют собой фрагменты олистостромовых толщ. Р-Т-J - глубоководные отложения, разнообразие фаций терригенных пород, базальты, пластины субдукционного меланжа.

Аккреционная призма над зоной субдукции - крутопадающие тектонические пластины с чередованием терригенных пород, кремнистых аргиллитов, хаотических образований, базальтов и габбро-гипербазитов. Внутри пластин породы интенсивно дислоцированы, смяты в асимметричные складки.



**Рис. 9.22. Тектоно-стратиграфические колонки. Геологические разрезы
Амуро-Журавлевский K1 турбидитовый террейн**

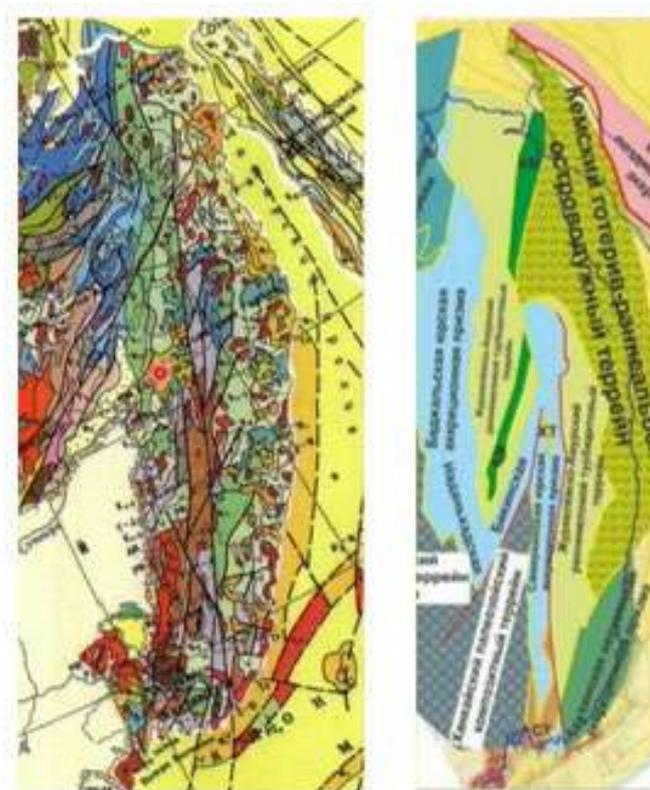


Рис. 9.23. Амуро-Журавлевский K1 турбидитовый террейн

На рис. 9.23 представлен Амуро-Уссурийский синклиниорий (Западно-Сихотэалинский)- Амурская часть террейна; Восточно-Сихотэалинский синклиниорий - Журавлевская часть террейна. Эти две структуры представляют собой единую структурную зону глубоководного прогиба.

Для Сихотэ-Алиня характерны очень протяженные разломы – следствие формирования трансформной границы.

К (меловые) турбидиты с фрагментами кремнистых и вулканических пород зоны континентального склона во фронтальной части J аккреционного комплекса. Чешуйчатые надвиги ЮВ вергентности. Вдоль ЮВ края K1 аккреционный комплекс (J-K, кремни и внутриплитные океанические базальты).

На ЮВ J3-K1 Таухинский аккреционный комплекс СЗ вергентности. На юге - D-T известняки и океанические базальты, С-K1 кремнисто-глинистые толщи и J3-K1 терригенные толщи.

На рис. 9.24 приведены примеры сочетания в пределах Сихотэ-Алиня разновозрастных толщ, в том числе, с надвиговыми структурами. Толщи деформированы и дислоцированы в значительной степени. В разрезе отражена обратная вергентность в сторону внутренней зоны Сихотэ-Алинской системы.

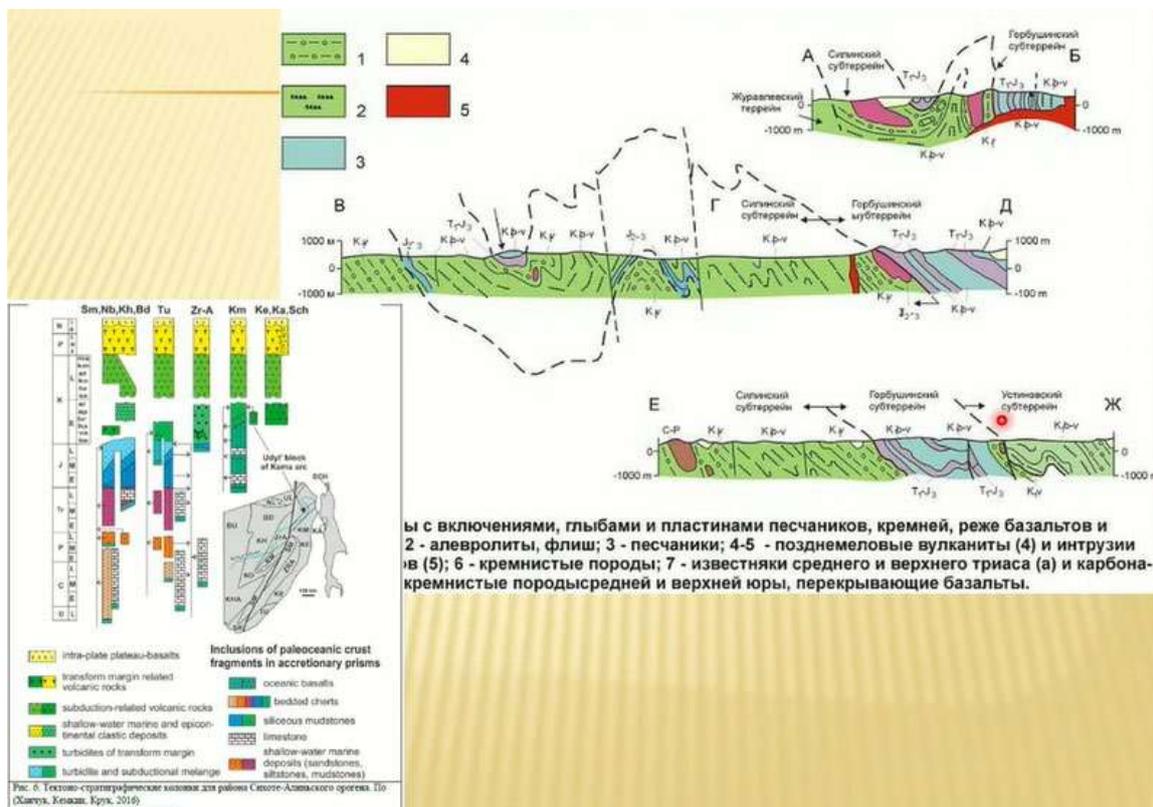


Рис. 9.24. Геологический разрез Таухинского террейна

Восточно-Сихотэалинский вулканический пояс

Вулканический пояс косо сечет структуры Сихотэ-Алиня, наложен на разные террейны Сихотэ-Алиня. Ширина его составляет 50-60 км, длина – 1250 км.

Пояс представляет собой зону развития надсубдукционных наземных андезитов и риолитов и гранитоидов K2-Pg и N1. Продолжение террейна на севере Сахалина.

Вулканический пояс начал формироваться в К2 (с коньяка) после завершения складчатых деформаций. Заложился на краю Азиатского континента и является окраинно-континентальным. Восточнее располагался Тихий океан.

Характерны крупные кальдеры. Вулканы почти не деформированы. Гранитоиды К2. Подобен ОЧВП. Сихоте-Алинский ВП закончил развитие в Рg1.

КZ складчатая система о-ва Сахалин

На рис. 9.25 представлена складчатая система острова Сахалин. Рельеф: на севере низменные равнины, центральной и южной частях - низко- и средневысотные горы Западно- и Восточно: Сахалинские горы, разделенные Тымь-Паронайской депрессией.

На геологической карте видно, что основные поднятия горной системы соответствуют выходам на поверхность более древних комплексов. В данном случае преобладают меловые толщи. Кайнозойские толщи слагают низменные участки и депрессии между горами.

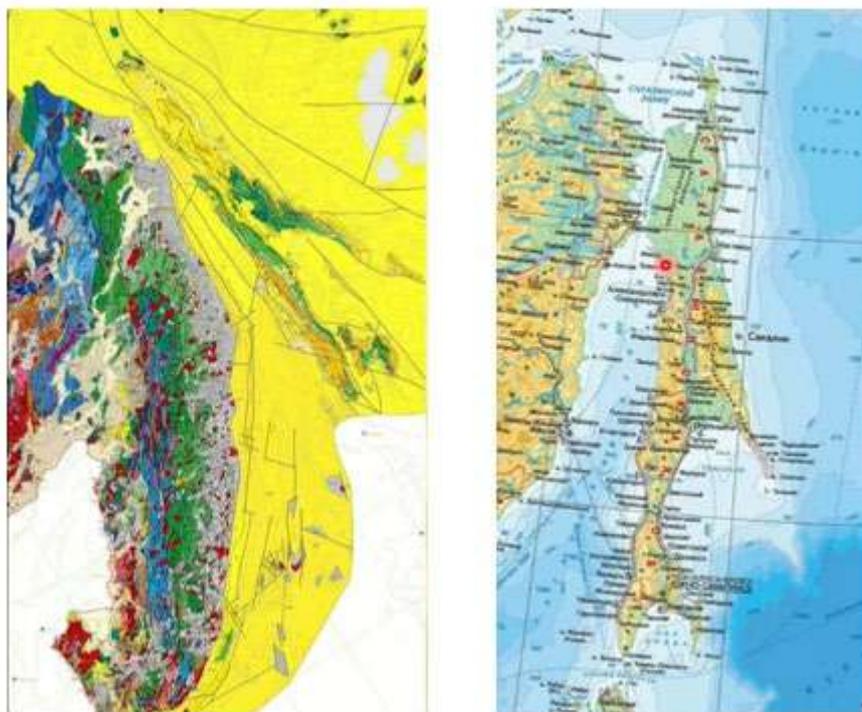


Рис. 9.25. Восточно-Сихотэалинский вулканический пояс

КZ складчатая система Сахалина - складчатое основание

На рис. 9.26 приведено складчатое основание Сахалинской системы. Характерно следующее зонирование.

Западная мегазона – морская Сергеаиский терригенная толща К-Рg преддугового бассейна перед фронтом Восточно-Сихотэалинского ВПП.

Деформации в Западно-Сахалинской зоне произошли в конце Pg3, главные (окончательные) подвижки случились в N2.

Восточная мегазона - аккреционный комплекс Восточно-Сахалинского вулканического пояса - тектонические пластины, блоки флиша, олистостромы, кремнистых пород, базальтов (СОХ и островных дуг).

Складчатые деформации проявились на рубеже К и Pg и в N2 при формировании и заложении островных дуг.

Центральная зона - офиолиты и голубые (глаукофановые) сланцы (породы высоких давлений и низких температур (субдукция)). Зона скрыта под N-Q отложениями Тымь-Паронайской грабенообразной депрессии.

Северо-Сахалинский прогиб - морские и континентальные терригенные N-Q отложения (нефтегазоносный бассейн).

Основные складчатые и коллизионные процессы произошли на границе Pg1/2 (коллизия Охотоморского сложного террейна с краем континента Азия).

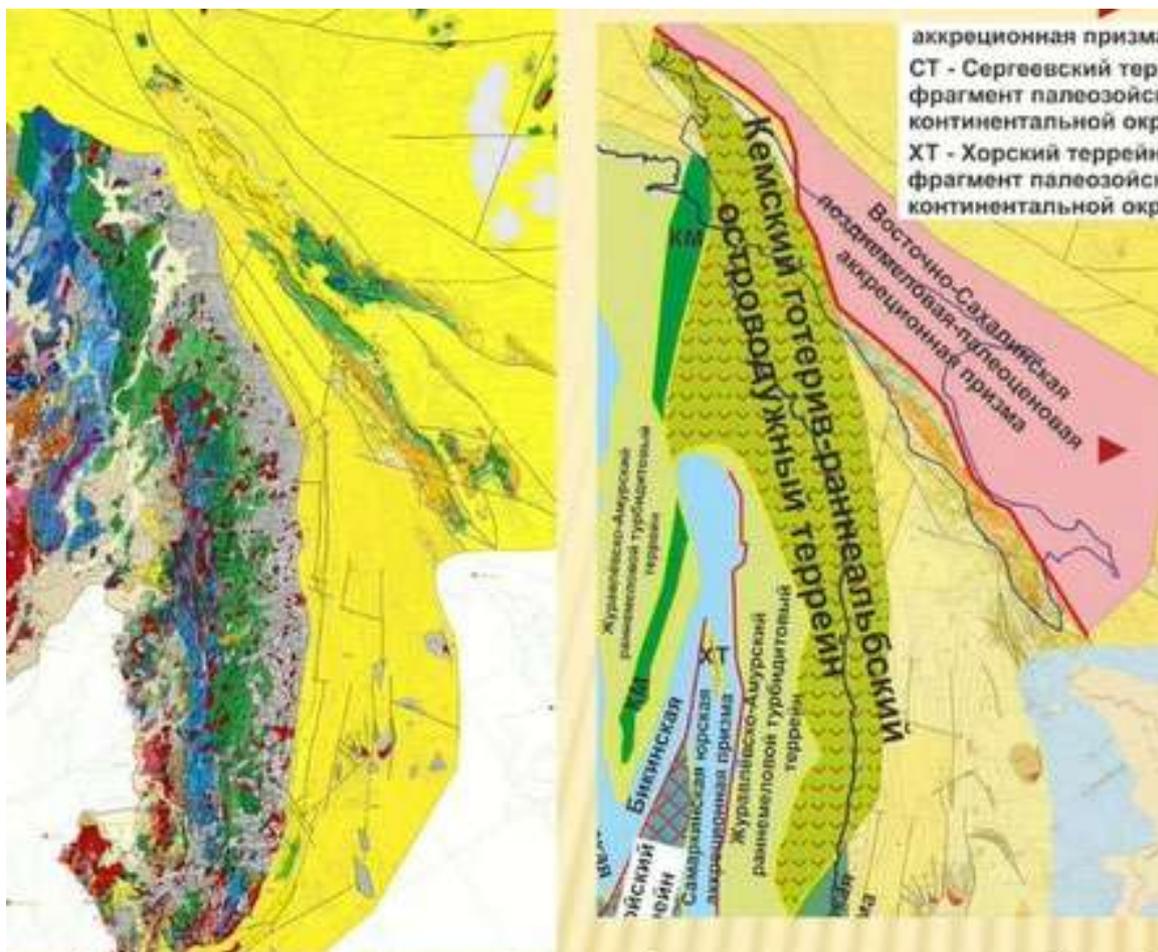


Рис. 9.26. Складчатое основание системы Сахалина

KZ комплексы

На рис. 9.27 представлено распространение кайнозойских комплексов – современных осадочных бассейнов:

- KZ внутриплитные вулканиты: P_g вулканиты разного состава; BN
- Рифтогенные процессы на континентальной окраине
- Континентальные впадины P_g-N-Q: Среднеамурская, Ханкайская.

Окружающие область бассейны связаны с развитием рифтогенеза на континентальных окраинах. На континенте также формируются континентальные бассейны – в частности, Среднеамурская впадина, Ханкайская впадина. Их формирование связано с субдукцией под край континента восточной океанической плиты. Впадины являются следствием проявления рифтогенных процессов; рифтогенез сменяется пострифтовым чехлом более широко распространённых комплексов пород.

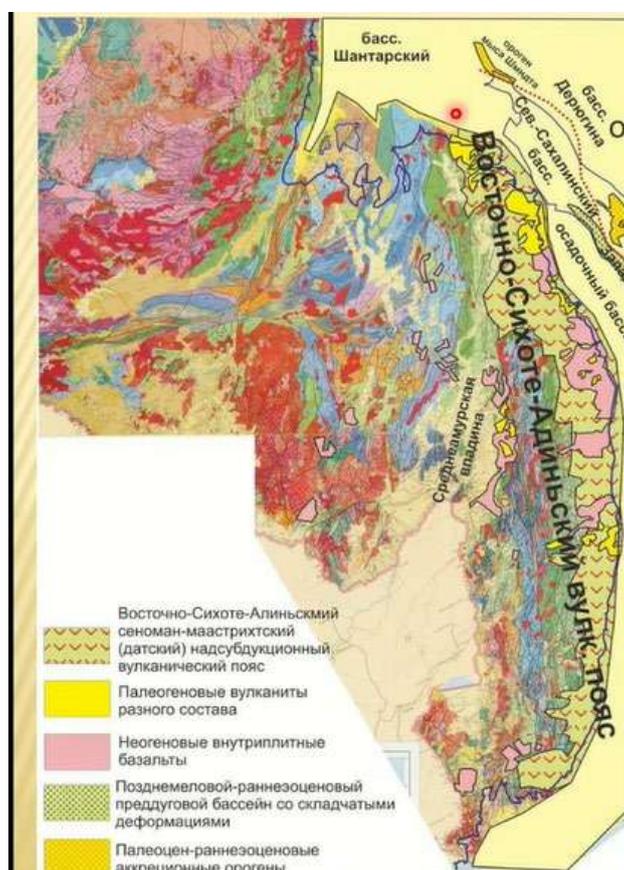


Рис. 9.27. KZ комплексы

KZ осадочные бассейны Сихотэ-Алиня и Сахалина

В регионе выделяется несколько основных типов постскладчатых осадочных бассейнов:

- Преддуговой Западно-Сахалинский бассейн

- Охотоморский осадочный бассейн. Охотоморский бассейн и его продолжение на Сахалине бассейн глубоководной котловины Японского моря и его пострифтовые шельфовые бассейны у побережья Сихотэ-Алиня (бассейны Татарского пролива и шельфа Японского моря).
- KZ бассейны в районе Сихотэ-Алиньской складчатой области.

KZ складчатое сооружение Сахалина

Складчатое сооружение Сахалина представлено на рис. 9.28. Бассейн Татарского пролива. Осадки 7-10 км. Нижний комплекс – продолжение Западно-Сахалинского преддугового бассейна (K1ар-Pg2); верхний – история формирования Японского моря (Pg2-Q). Pg2-N - песчано-глинистые угленосные отложения с горизонтами вулканокластических пород и туфов. Пологая складчатость перед Pg2 и в N1/2 (продолжается сейчас).

Северо-Сахалинский прогиб - часть Охотоморского бассейна. Стадии: 1) 2-3 - континентальный рифтинг, угли; 2) Рдз - рифтинг - морские кремнистые отложения; 3) N1 - пострифтовый бассейн, на западе дельта Амура; 4) N1-2-Q - морская и континент. седиментация при полого-складчатых деформациях; терригенные отложения. С N1-2 воздымание и осушение. Месторождения нефти, газа и углей.



Рис. 9.28. KZ складчатое сооружение Сахалина

На рис. 9.29 приведены разрезы Сихотэ-Алиня-Сахалина – единая система структур в кайнозое. Впадина выполнена плиоцен-четвертичными образованиями (глубоководными).

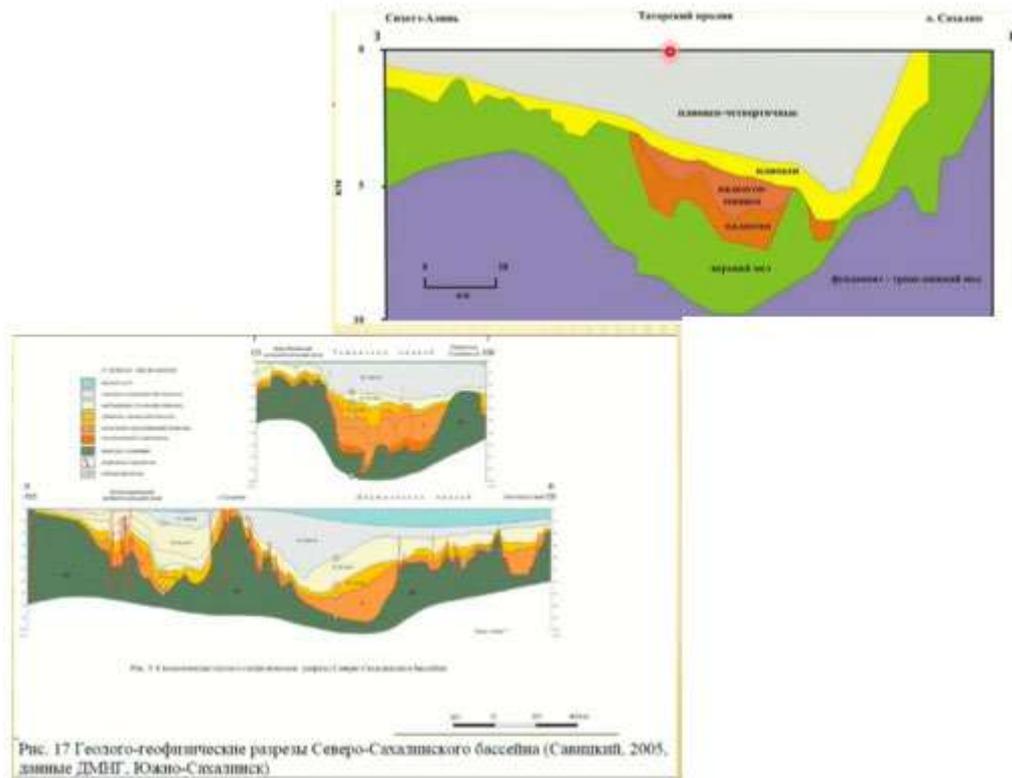


Рис. 9.29. Разрезы Сихотэ-Алиня - Сахалина

- Особенности тектонической структуры Сихотэ-Алиня-Сахалина

Тектоническая структура региона обусловлена аккреционной тектоникой. Крайинно-континентальный аккреционный ороген, сформированный в J-K1 между Азией и Тихим океаном в условиях субдукции ТО плиты по край континента.

Край Азиатского континента в J проходил по восточной границе сложнопостроенного PZ террейна Бурей-Цзямусы-Ханка; в K2 - по современной постсубдукционной сутуре вдоль Сахалина.

Наряду с субдукционными процессами здесь происходили и трансформные перемещения (сдвиговые), поэтому важную роль играют трансформные окраинно-континентальные границы.

Сихоте-Алинь - Аккреционный ороген

Характерны хаотические комплексы - олистостромы:

- Матрикс - г/в кремнистые породы (K12), с которыми связаны базальты СОХ и рифовые известняки (палеогайоты)

- Обломки - PZ2 базальты, габброиды и уо породы – тектонические разобщенные фрагменты of ассоциации.

Разрез - чередование палеоокеанических глубоководных образований, островодужных систем и терригенных отложений континентальных склонов - результат субдукции океанической литосферы и аккреции фрагментов ее осадочного чехла, а не нарушенная в результате чешуйчато-надвиговых дислокаций единая PZ-MZ последовательность отложений.

Аккреционные призмы - сложнодислоцированные тектоно- седиментационные комплексы в основании континентальных и островодужных склонов - меланж комплексов осадочного чехла, островных дуг и континентальной коры. Чешуйчатое строение.

Изгиб J аккреционной призмы

Изгиб обусловлен последующими деформациями. Центрально-Сихотеалинский разлом (левый сдвиг) со смещением в десятки или сотни км прослеживается вдоль всей Самаркинской зоны и уходит севернее (рис. 9.30).

Реконструкция Сихотэ Алинского орогена для конца К1 показывает значительное перемещение по сдвигу после альба.

Зигзагообразную в плане структуру Самаркинской-Баджальской аккреционной призмы можно распрямить еще. Изначально аккреционный пояс был более прямолинейным.

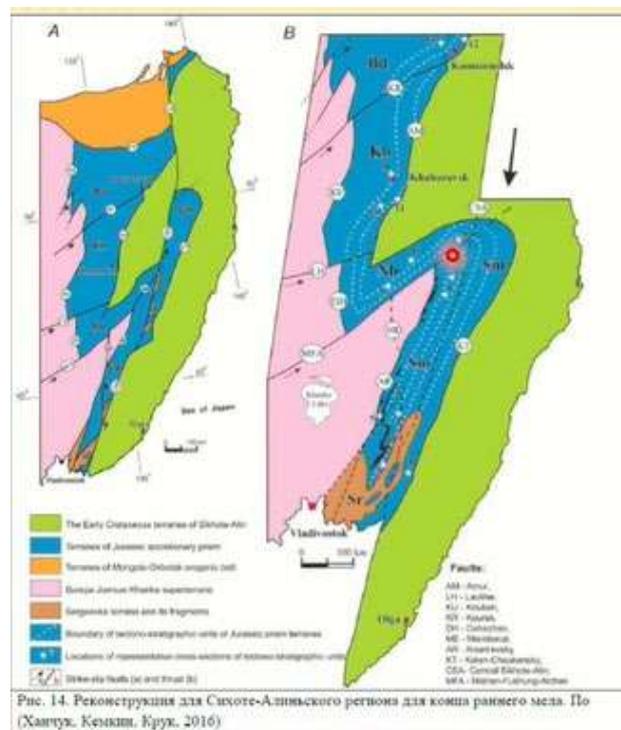


Рис. 9.30. Изгиб J аккреционной призмы

На рис. 9.31 приведены геодинамические разрезы Сахалина. Особенностью рифтогенных процессов является утонение континентальной коры. При этом формируется рифтогенный прогиб.

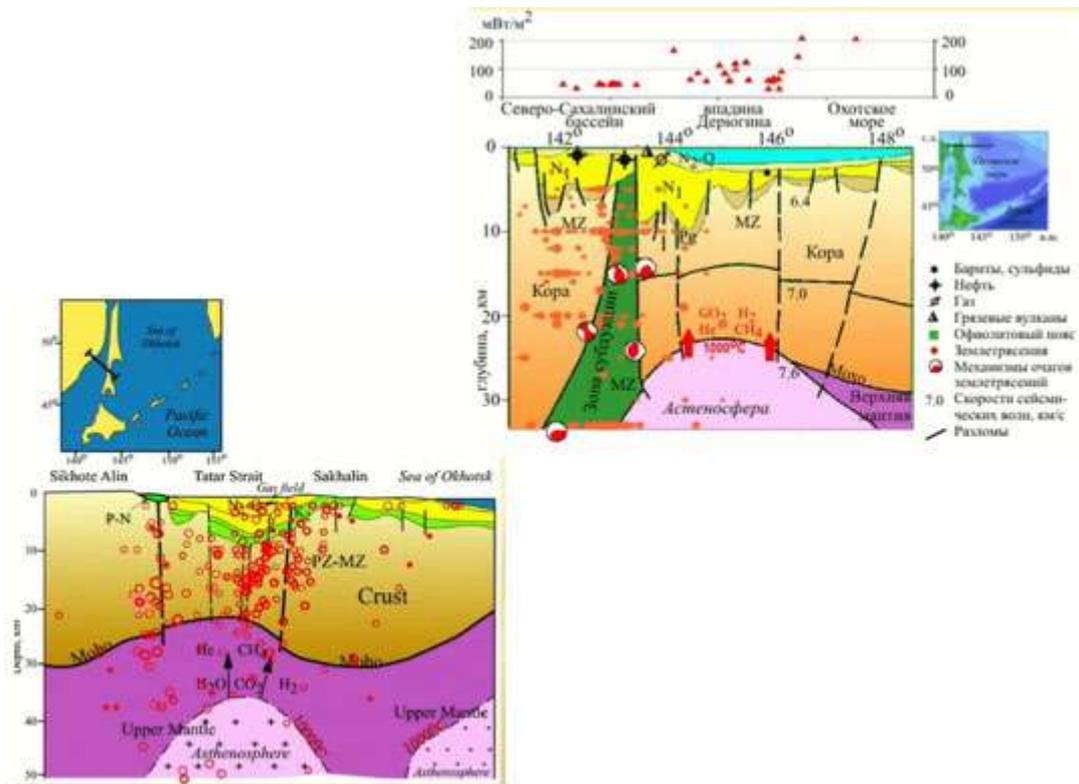


Рис. 9.31. Геодинамические разрезы Сахалина

Полезные ископаемые

В пределах Сихотэ-Алинской складчатой области имеется много месторождений полезных ископаемых, связанных с меловым субдукционным и постколлизонным магматизмом. Традиционно это олово, вольфрам, висмут, золото, серебро, свинец и др.

С осадочными бассейнами Сахалина связаны месторождения нефти и газа. Кайнозойские осадочные бассейны содержат много угленосных толщ.

9.8. Окраинные моря, островные дуги и глубоководные желоба Тихоокеанского подвижного пояса.

Берингово море отделяется от Тихого океана Алеутской островной дугой. От Северного Ледовитого океана отделено порогом Берингова пролива. У Камчатки и южной Корякии расположен узкий шельф и глубоководные впадины. У Чукотки и Аляски - широкий (до 600 км) шельф (200 м) («плита Дежнёва») (рис. 9.32).

Глубоководные впадины - Командорская, Алеутская и Бауэрс – разделены меридиональным хребтом Ширшова и изогнутым к востоку хребтом Бауэрса) - части Тихого океана, отделенные от него КЗ Командоро-Алеутской дугой.

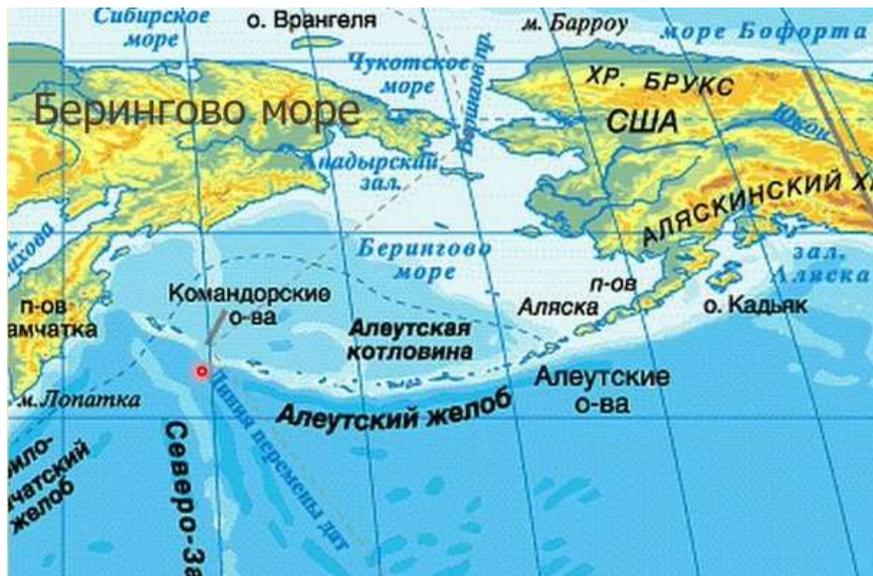


Рис. 9.32. Географическая карта расположения морей

Структуры Берингова моря и его обрамления

Представлены на рис. 9.33. Красными точками обозначены действующие вулканы.

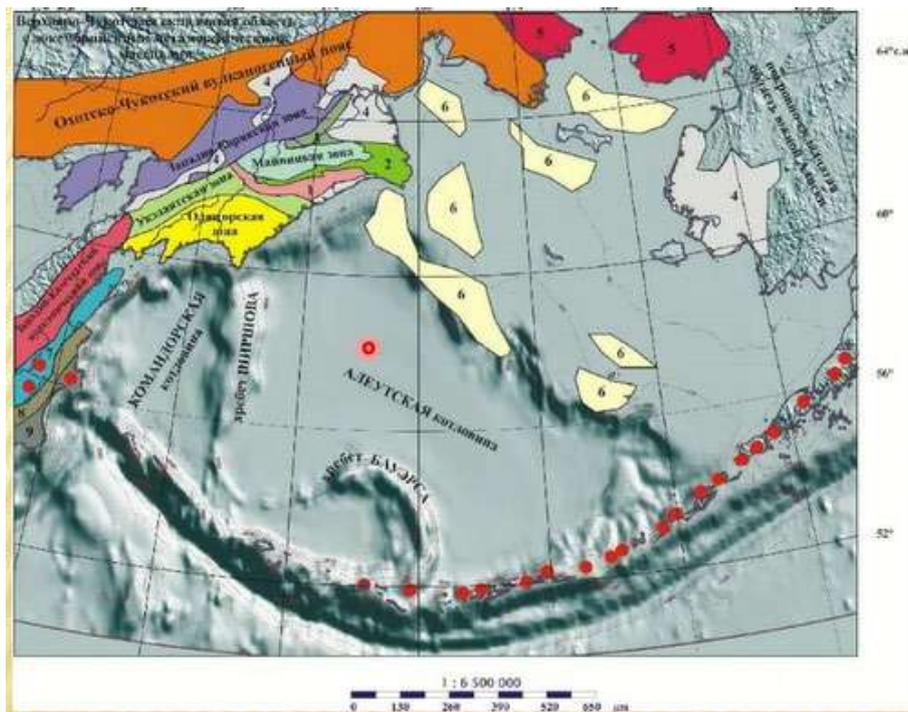


Рис. 9.33. Структуры Берингова моря и его обрамления

Зоны: 1 - Эконайская, 2 - Алькатваанская, 3 - Великореченская; 4 - наложенные КЗ впадины; 5 - Чукотский массив; 6 - основные депоцентры осадконакопления; 7 -

Центрально-Камчатская депрессия и прогиб Литке; Камчатка: зоны: 8 - Восточных хребтов, 9 - Восточных полуостровов.

В пределах Берингова моря расположены Корякско-Камчатская и Южно-Аляскинская покровно-складчатые области, а также Охотско-Чукотский вулканический пояс. На юге – Алеутская (Алеутско-Аляскинская) островная дуга. Присутствуют отдельные впадины, характеризующиеся мощными толщами осадков.

Берингово краевое море - задуговой бассейн, образовавшийся в PG2 в результате заложения Алеутской зоны субдукции, отчленившей от океана краевую часть плиты кула, имеющую К1 возраст (хаин, ломизе) (рис. 9.34):

- 1 - Алеутская (А) и Курило-Камчатская (КК) зоны субдукции
- 2 – направление движения Тихоокеанской плиты (относительно Североамериканской)
- 3 – линейные магнитные аномалии океанской коры и их номера;
- 4 - изобаты. Котловины Берингова моря: Ал - Алеутская; К - Командорская; Б - Бауэрса

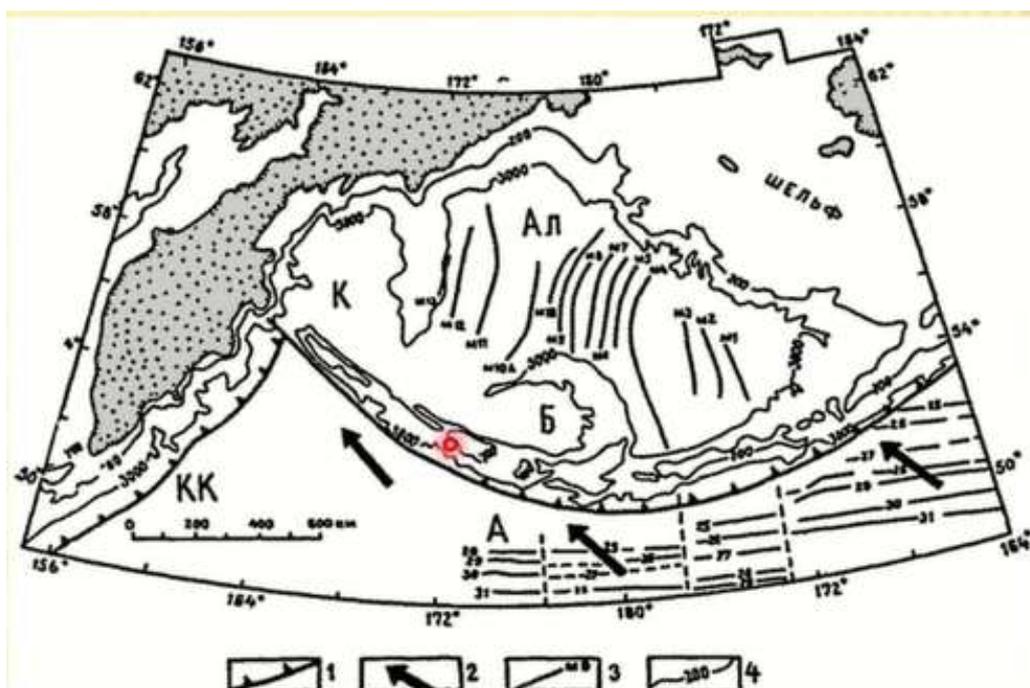


Рис. 9.34. Схема Берингова моря

Линиями на рисунке обозначены следы палеомагнитных аномалий. Это говорит о том, что значительная часть Берингова моря является отчлененной частью Тихоокеанской плиты. Такая глубоководная котловина таких крупных размеров не могла возникнуть в результате задугового растяжения – отчлененная часть глубоководной океанической плиты. Стрелками на рисунке обозначено направление перемещение Тихоокеанской плиты в сторону континента.

Командоро-Алеутская дуга

Командорско-Алеутская о/д и Алеутский г/в желоб (2000 км) – энсиматическая зона субдукции с Pg1, активное развитие в Pg2 (в Командорском сегменте присутствие сиалических пород). Состав вулканитов - от толеит-базальтового до известково-щелочного ряда.

История дуги различна в разных сегментах, разделенных поперечными разломами. Командорский сегмент лишен современного вулканизма - сдвиговая зона.

Приостровной склон Алеутского г/в желоба (-7822 м) подстилается аккреционным клином, перекрытыми N-Q осадками.

Основной пояс эпицентров землетрясений расположен вдоль Алеутской о/д и Алеутского в желоба. Глубины очагов закономерно изменяется с Ю на С от первых до 400 и более км. Значительные магнитуды. Ряд землетрясений привели к возникновению катастрофических цунами с высотой волны в десятки метров.

Командоро-Алеутская дуга представлена на рис. 9.35. Показано распространение вулканитов. Зеленым цветом обозначены действующие вулканы, в западной части они практически отсутствуют.

Вулканы Алеутской островной дуги: 1 - альпиды; 2 - новейшие эффузивы; 3 - эпимезозойские и более древние платформы (для 1-3: а - надводные; б - подводные). 4 - краевые валы, поднятия и хребты на дне океана. 5 - г/в впадины; 6 - г/в океанические котловины; 7 - г/в желоба. 8 - вулканы;

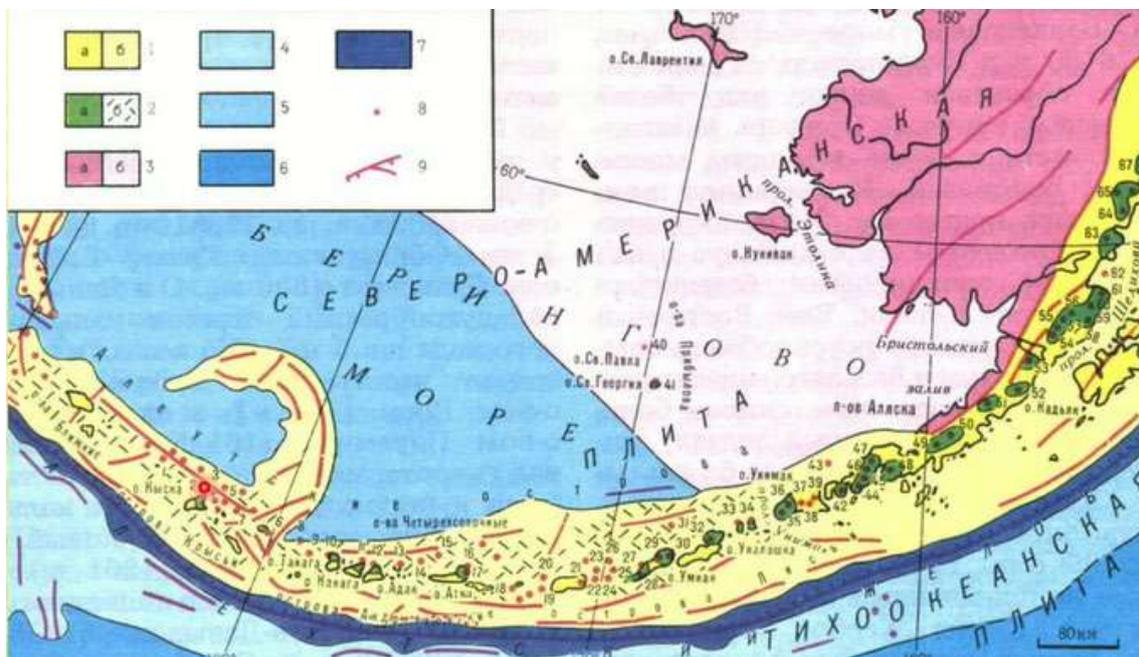


Рис. 9.35. Командоро-Алеутская дуга

Охотское море и Курильская дуга

На рис. 9.36 представлены Охотское море и Курильская дуга. Охотское море более неоднородное, наиболее глубоководная Курильская котловина расположена в южной части бассейна.

Центральная части представляет собой шельфовую зону, нарушенную в значительной мере – имеется две глубоководные впадины (менее глубокие, чем Курильская).



Рис. 9.36. Охотское море и Курильская дуга

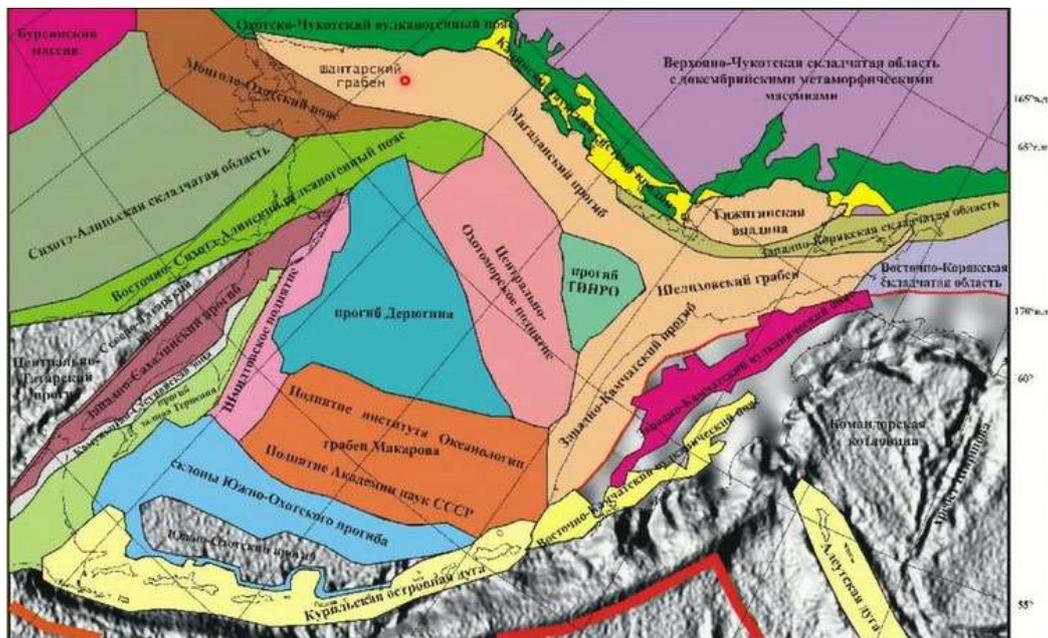


Рис. 3.37. Основные элементы структуры Охотского моря и его обрамления

На большей части бассейна предполагается Охотоморский массив. С континентальной части структуры уходят в шельфовую зону. Наличие впадин осложняет структуру – верхний структурный этаж, представленный комплексами отложений, накопившихся на древнем континентальном основании, «дает» свою структуру (рис. 9.37)

В основании бассейнов Охотского моря - Охотоморский массив - сложный коллаж террейнов, объединившихся не позднее середины К2. Фундамент массива в центре впадины залегает на глубинах от -1-2,5 км, по окраинам до 9 (впадина ТИНРО) и 10 км (впадина Дерюгина). Соответственно плащеобразный чехол КЗ отложений составляет 1-2 км над поднятиями и достигает 7-8 и более км в прогибах (рис. 9.38).

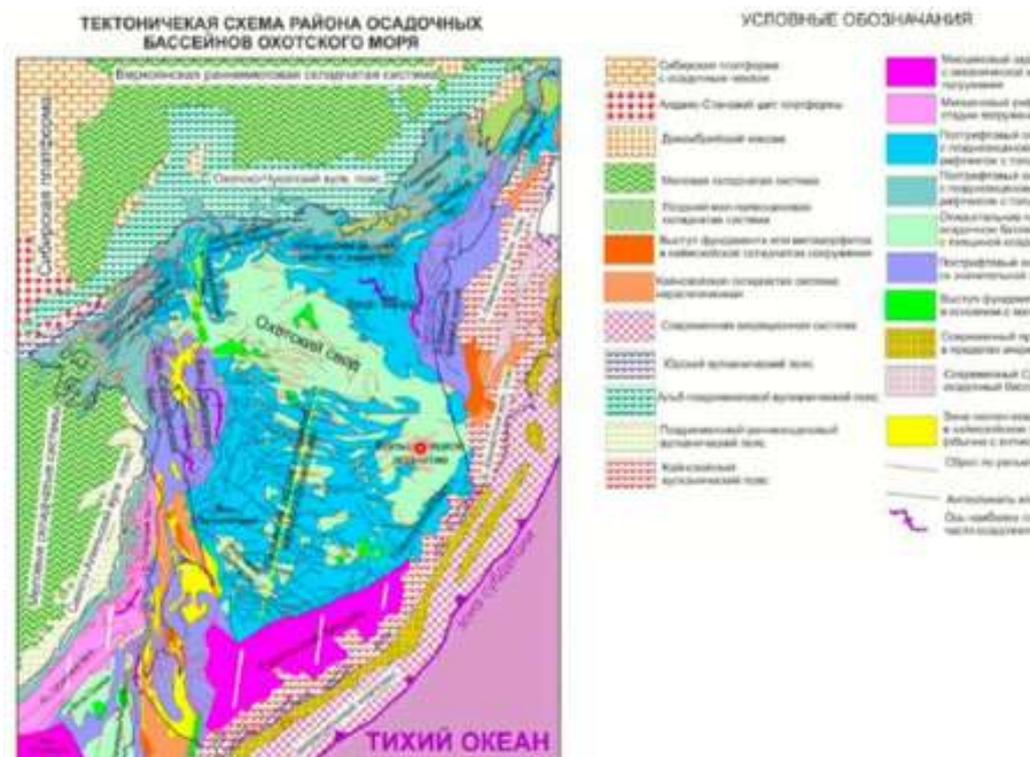


Рис. 9.38. Тектоническая схема района осадочных бассейнов Охотского моря
Охотское море

Мощность коры составляет 10-40 км, сложный рельеф Мохо. Неоднородная верхняя мантия при общем разуплотнении. Глубокий шельф, возвышенности АН СССР и института Океанологии; впадины: Курильская, ТИНРО и Дерюгина. Осадочный чехол достигает 12 км (впадина Дерюгина) (рис. 9.39).

К2 - рифтогенез, вулканизм, образование глубоководных бассейнов с вулканогенно-кремнистыми отложениями, вверх по разрезу - переход к мелководным, КЗ - сплошной чехол, нефтегазоносные комплексы.

Под глубоководными котловинами (Курильская) в ВМ на глубинах 30-65 км выделен астеносферный слой. На поверхности рифты с излияниями базальтов.

Курильская впадина - рифтогенный (переходящий в спрединговый) задуговой бассейн с высоким тепловым потоком. Мощность коры 8-10, 4 км -осадочный чехол. Фундамент вулканогенно-осадочный слой К2, ниже – третий слой (5 км).

Под Курильской дугой - низкоскоростная область, уходящая в направлении континента до 150-250 км к которой возникают локальный магматические очаги, питающие вулканы.

Междуговый прогиб - рифтогенный - N-Q туфогенно-осадочные породы 3 км (подошва осадков не прослежена). Мощность коры 20 км. Для Курил характерно проявление вулканизма.

Курилы включают 150 вулканов, 39 из которых являются действующими (рис. 9.39). Многие вулканы расположены под водой.



Рис. 9.39. Курилы - вулканизм

Курильская гряда, курило-камчатский вулканический пояс глубоководный желоб

Курило-Камчатский вулканический пояс (1800 км) - надсубдукционный. Подстиается континентальной (25 км), в центре утоненной континентальной (15 км) корой (рис. 9.40).

Камчатская ветвь подстиается континентальной корой - активная континентальная окраина андийского типа) (мощность коры 30-35 км). Состоит из

вулканической и невулканической дуг, преддугового склона глубоководного желоба и глубоководного желоба. В тылу - Курильская глубоководная впадина.

Вулканическая дуга - Большая Курильская гряда, возникла в N1: базальты, андезиты, риолиты и их туфы; выше терригенные флишоиды с конгломератами и олистостромами (снос материала с Охотоморского блока, от которого Курильская дуга откололась при раскрытии Южно-Охотоморского бассейна); еще выше (верхний N1-Q) - преобладание андезитов.

Невулканическая дуга - Малокурильская гряда (продолжающаяся на восточные п-ова Восточной Камчатки) - K2 вулканиты - остатки древней островной дуги.

Глубоководный желоб - сейсмофокальная зона до глубин 650 км, наклон 40°. На глубинах 150-200 км разрыв сейсмичности - над этой зоной современный вулканический пояс.



Рис. 9.40. Курильская гряда, курило-камчатский вулканический пояс глубоководный желоб

Курильская островная дуга

Большая Курильская (внутренняя) и Малая Курильская (внешняя) гряды разделены прогибом (рис. 9.41).

Большая Курильская дуга состоит из цепочки действующих вулканических островов (абсолютные отметки до 1.5 км (над дном Южно- Охотской впадины до 5 км) - лавы и туфы базальтов, андезитов и риолитов Pg3-Q.

Малая Курильская гряда обнажена лишь на юге (о. Шикотан), севернее она выражена невулканической подводной возвышенной грядой (хребет Витязя).

Вулканы Курильской островной дуги на севере продолжают вулканы Восточной Камчатки, совместно образуя Курило-Камчатский вулканический пояс (около 2000 км). На всем протяжении пояс сопровождается одноименным глубоководным желобом (глубина почти до 10 км).

В поперечном сечении желоб асимметричен - склон, обращенный к континенту крутой, противоположный пологий. Асимметрия желоба совпадает с проекцией сейсмофокальной зоны, погружающейся под континент до глубин около 650 км. Это зона субдукции.

Расстояние вулканических поясов от глубоководных желобов определяется положением сейсмофокальных зон в интервале глубин в 150- 250 км.



Рис 94. Поперечный разрез через южную часть Курильской островной дуги (по К. Ф. Сергееву)

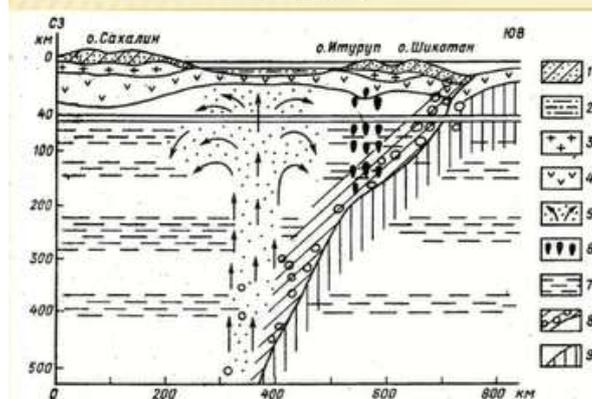


Рис 95. Схематический глубинный геолого-геофизический разрез Юж-



Рис. 9.41. Курильская островная дуга

Курильская впадина и курильская дуга

Профиль проходит через MZ структуры Сихотэ-Алиня, рифтовую структуру Татарского пролива, KZ образования Сахалина, Курильскую котловину Охотского моря, вулканические структуры Курильской островной дуги, Курильский глубоководный желоб и MZ плиту СЗ котловины Тихого океана. Протяженность 2000 км. Глубина 100 км (рис. 9.42).

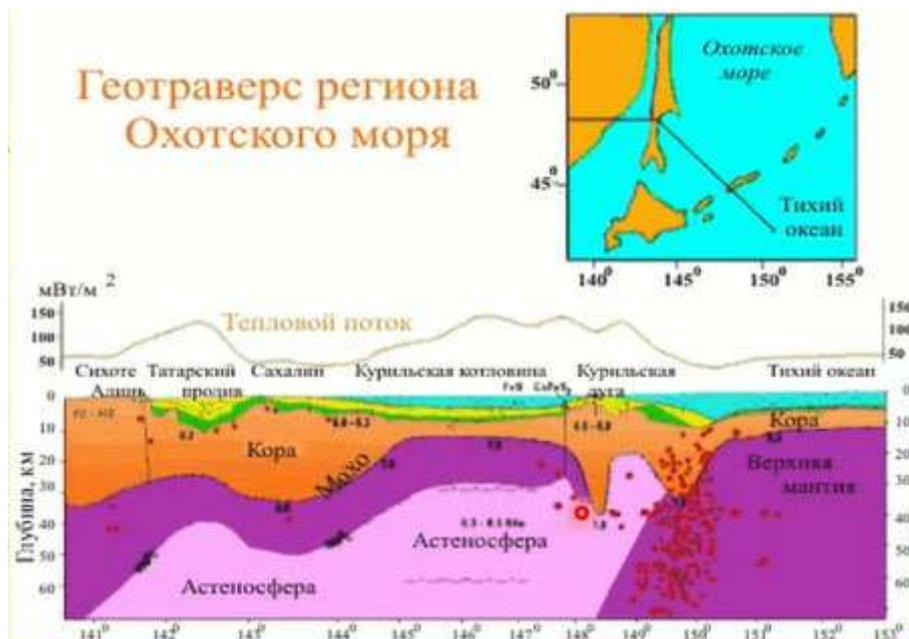


Рис. 9.42. Курильская впадина и курильская дуга

Регион Охотского моря образует литосферную плиту, расположенную между Северо-Американской, Евразийской и Тихоокеанской плитами. Ее границей со стороны Тихого океана является Курило-Камчатский глубоководный желоб, а с континентальной стороны - глубинные разломы вдоль Сахалина (рис. 9.42).

На рисунке представлены сложные процессы субдукции и осложняющие процессы в тылу зоны субдукции на континентальной части. Разрез проходит через Охотское море, составлен на основании различных геофизических данных.

По границе сейсмофокальной зоны расположены очаги землетрясений (красные точки). Зона круто погружается вниз, в пределах глубоководного желоба в части перехода к островной дуге происходят сложные процессы формирования аккреционных комплексов. В данном случае на рис. 9.42 этот процесс только зарождается.

На рис. 9.43 представлена схема расположения плит. Можно наблюдать ряд мелких плит, Тихоокеанская плита является наиболее крупной.

Кроме того, крупными континентальными плитами являются Евразийская и Северо-Американская плиты. К структуре подходит дивергентная граница, тянущаяся от

хребта Гакеля, в пределах Тихоокеанского пояса при наличии разновозрастных складчатых сооружений.



Рис. 9.43. Схема расположения плит

Таким образом, наблюдается довольно сложная система подвижных тектонических границ, где за счет подвижных появляются малые плиты, перемещающиеся относительно друг друга.

Стрелками показаны основные типы смещения вдоль плит. Конвергентные и субдукционные смещения связаны с глубоководными желобами. Также показаны основные участки границ, где происходят трансформные перемещения.

Возникновения глубоководных котловин с корой океанического типа и появление встречной субдукции являются характеристикой сложных процессов на окраинах. Такие бассейны с корой океанического типа в условиях общей субдукции закрываются.

Таким образом, при перемещении зон со стороны океана в сторону континента наблюдаются признаки абдукции.

Схема тектонического строения Японского моря

На рис. 9.44 представлена схема тектонического строения Японского моря. Море имеет сложное строение, более интенсивно нарушено, вероятно, рифтогенными процессами, что выражено в наличии глубоководных впадин.

В центральной части наблюдается поднятие, отвечающее континентальной коре. Описанные выше закономерности проявляются и для Японского моря.

Энсиолическая островная дуга Японского моря формировалась с участием континентальных блоков. Процессы растяжения коры Японского моря проявились более активно, чем в Охотском и Беринговом морях, возможно, именно из-за этого.

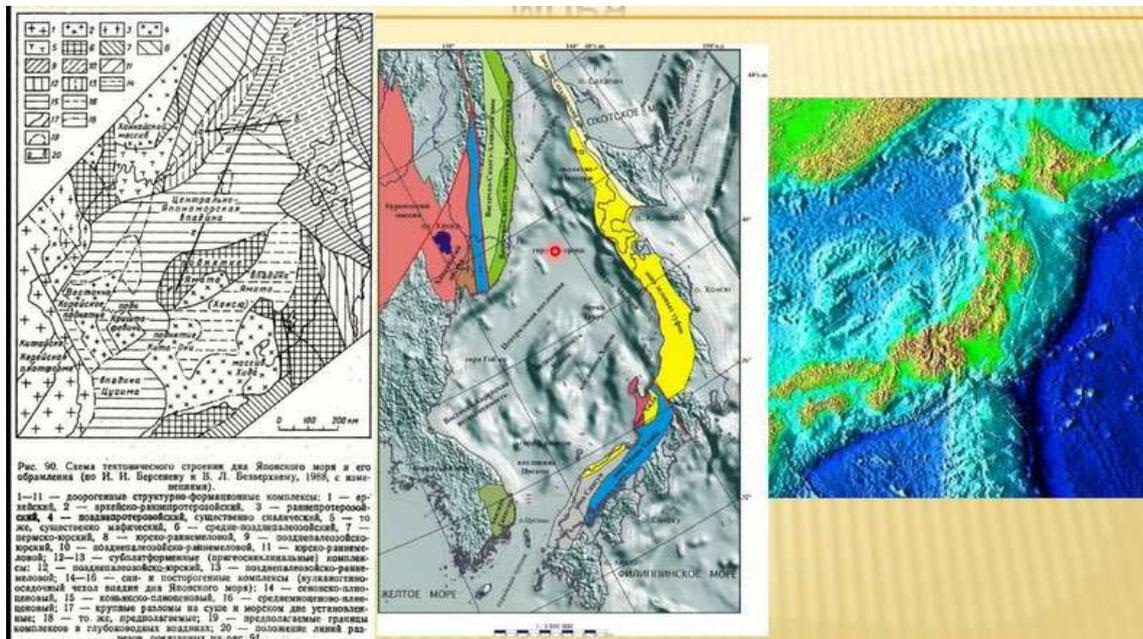


Рис. 9.44. Схема тектонического строения Японского моря

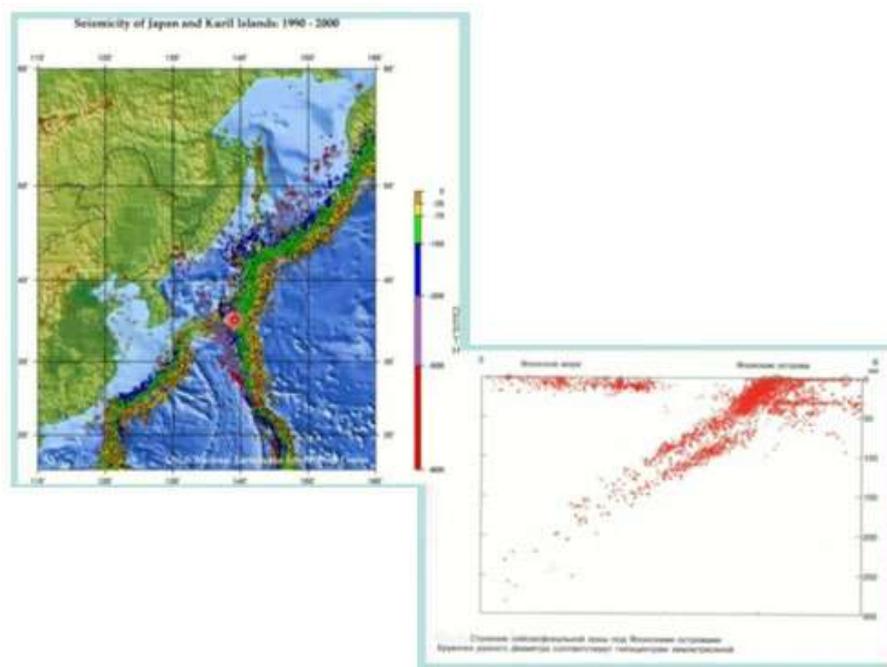


Рис. 9.45. Распределение по глубине гипоцентров землетрясений на Курильских и Японских островах

Закономерно распределение по глубине гипоцентров землетрясений на Курильских и Японских островах.

Наиболее многочисленными являются землетрясения глубиной очага до 70 км, более редки промежуточные и глубокие землетрясения (более 300 км).

Положение сейсмофокальной зоны Беньофа под Японскими островами приведено на рис. 9.45. Глубина очагов землетрясений отражает положение сейсмофокальной зоны.

Японское море. Глубинное строение Татарского пролива

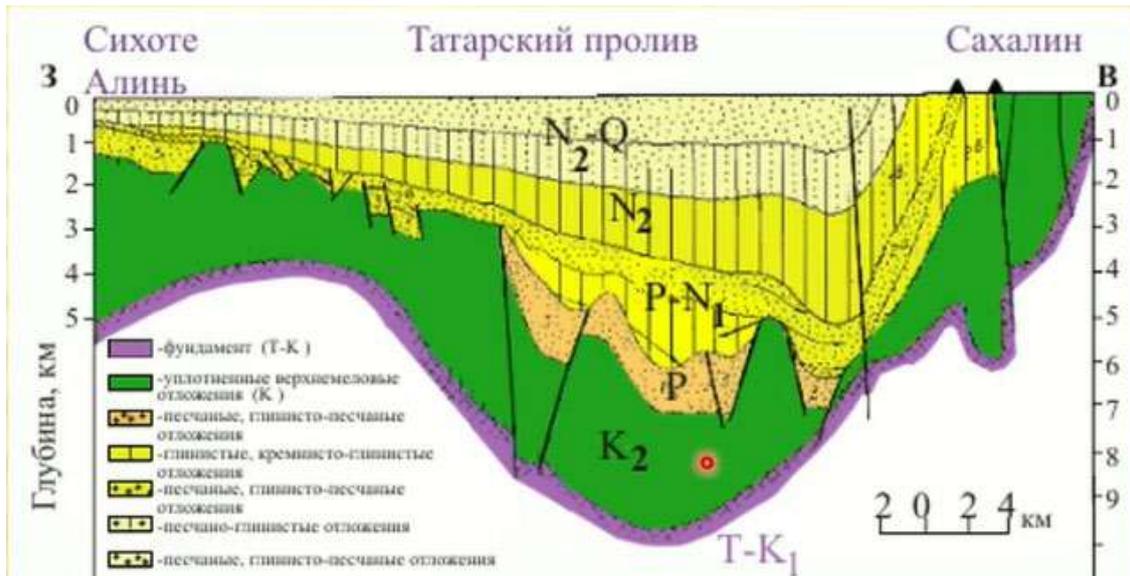


Рис. 9.46. Глубинное строение Татарского пролива

На рис. 9.46 приведен разрез Японского моря, Татарского пролива. Показано, что основные рифтогенные процессы пришлись на палеоген. Палеогеновые отложения залегают в узкой зоне, что представляет собой рифтогенный прогиб.

Лекция 10. Средиземноморский подвижный пояс

10.1. Циклы развития СМПП

Средиземноморско-Гималайско-Индонезийский складчатый пояс

Структура приведена на рис. 10.1. Меж-, внутри- и окраинно-континентальная подвижная область Земли, разделяющая ВЕП, СП, фрагменты Китайской платформы, УМПП с одной стороны и Африкано-Аравийскую Индийскую и Австралийскую платформы - с другой. 15 тыс.км

На месте СМПП располагался океан Тетис: PR Прототетис, PZ Палеотетис, MZ Мезотетис, KZ Неотетис, разделявшие континентальные массивы (суперконтиненты) Лавразии и Гондваны.

Океаны испытывали частичное или полное закрытие с образованием складчатых систем байкалид, герцинид, киммерид и альпид. Реликтами коры океана Тетис являются офиолитовые пояса.

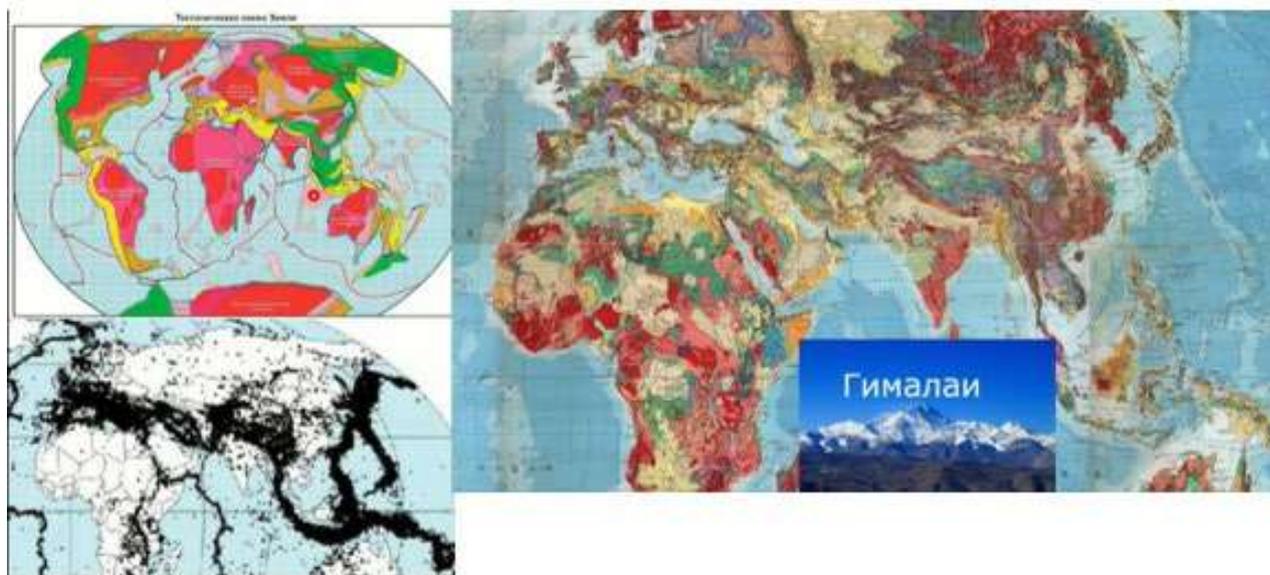


Рис. 10.1. Средиземноморско-Гималайский подвижный пояс

Циклы развития СМПП

- Mz2-Kz - Неотетис - альпийский цикл
- PZ3-MZ, - Мезотетис киммерийский цикл
- PZ1-2 - Палеотетис - каледонский и герцинский циклы

Начало циклов характеризуют процессы рифтогенеза и спрединга, конец циклов - процессы субдукции и коллизии.

На схеме (рис. 10.2) показано, что океанические бассейны развиваются циклически, можно выделять крупные этапы развития бассейнов.

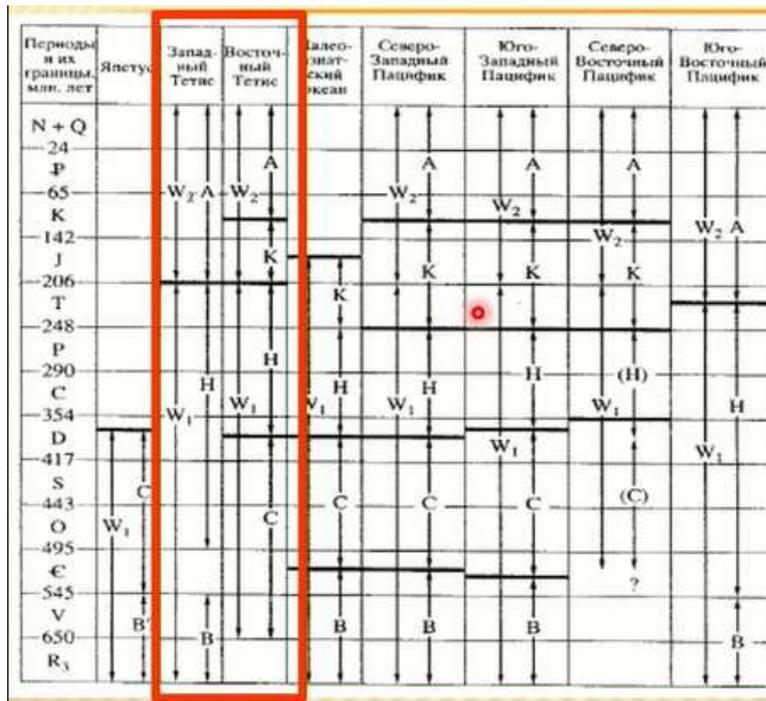


Рис. 10.2. Схематическая диаграмма, показывающая последовательность суперциклов Вилсона (W) и циклов Бертрана в основных океанах подвижных поясов неогена. Циклы: В - байкальский, С - каледонский, Н - герцинский, К - ХАИН, 2001

Структуры на месте сложной палеоокеанической зоны Тетиса и его окраин

Покровно-складчатые сооружения на месте океанов и их окраин (с of сутурами) (островодужный и задуговой вулканизм) или внутриконтинентальных прогибов (пассивно-окраинного типа). Краевые прогибы. Срединные массивы. Межгорные впадины. Молодые плиты

Характерны глубоководные впадины внутренних морей с корой субокеанического типа.

Условия формирования - коллизия пассивных и активных окраин Лавразии и Гондваны, островных дуг, микроконтинентов. Субдукция, обдукция (рис. 10.3).

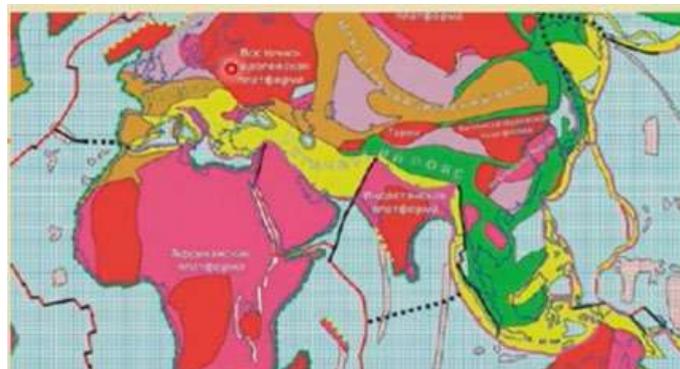


Рис. 10.3. Структуры на месте сложной палеоокеанической зоны Тетиса и его окраин

10.2. Строение СМПП

Северная мегазона - активные тектонические движения завершились к Z. Сформировались молодые плиты с выступами Bai, Var, Kim, - южная окраина Лавразии.

Южная мегазона - MZ-KZ (Alp пояс) с системой 2(3) горных цепей складчато-покровных сооружений на месте бассейнов Тетиса (офиолиты), разделенные древними массивами с наложенными впадинами.

Сооружения южной ветви надвинуты на Гондванские платформы Сооружения северной ветви имеют северную вергентность.

Ветви то сходятся, то расходятся, разделяясь срединными массивами (соответственно можно выделить сегменты пояса).

В ряде сегментов имеются «самые северные слепые ветви» с южной вергентностью или дивергентные.

Восточный окраинно-континентальный Индонезийский сегмент СМПП

Строение сегмента приведено на рис. 10.4. Представляет собой активную сейсмическую зону, на рисунке обозначены очаги землетрясений.

На тектонической карте видно, что на юге наблюдается преобладание кайнозойских складчатых структур и современных островодужных геодинамических обстановок. В континентальной части наблюдается складчатое сооружение Гималаев и вся зона Тибета.

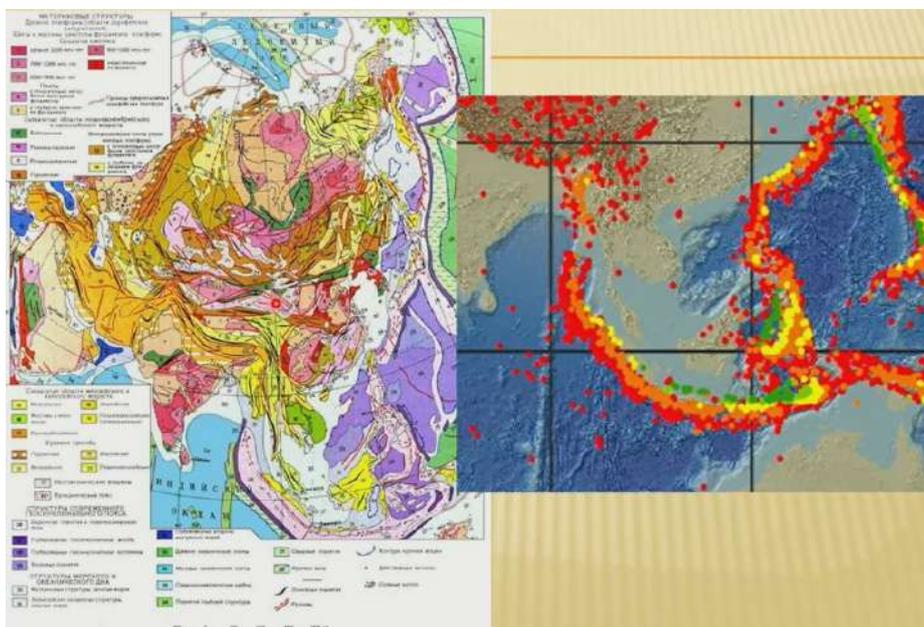


Рис. 10.4. Восточный окраинно-континентальный Индонезийский сегмент СМПП
Центральный внутриконтинентальный Памиро-Гималайский сегмент

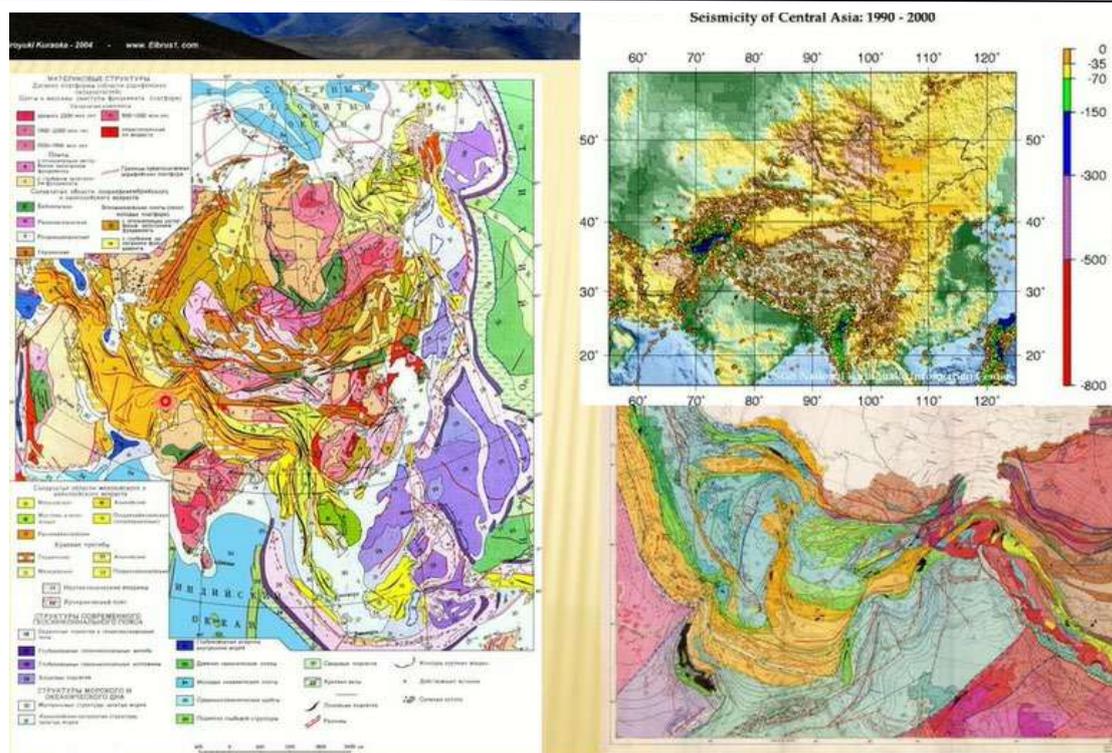


Рис. 10.5. Центральный внутриконтинентальный Памиро-Гималайский сегмент

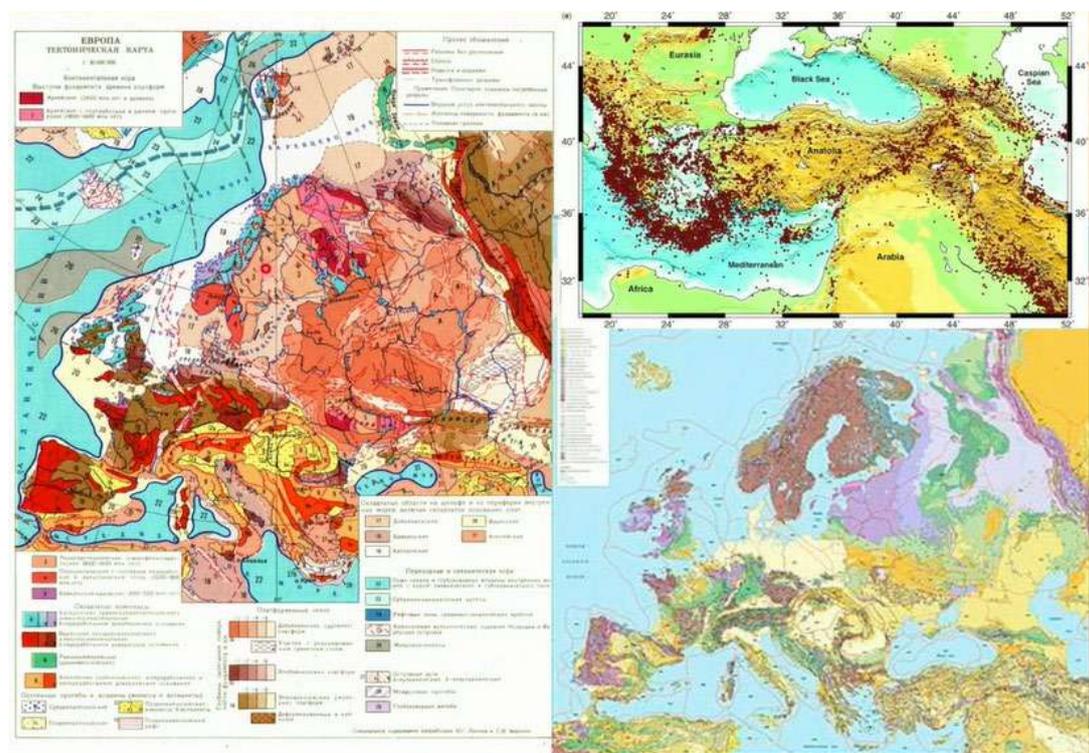


Рис. 10.6. Западный межконтинентальный Средиземноморско-Кавказский сегмент

На рис. 10.5 представлен Центральный внутриконтинентальный Памиро-Гималайский сегмент. Пояс в этом месте имеет различное строение, поскольку напротив Памира он интенсивно пережат, расширяется к востоку и западу.

От зоны, относящейся к Средиземноморскому поясу, активность распространится в Урало-Монгольский пояс.

На рис. 10.6 представлен Западный межконтинентальный Средиземноморско-Кавказский сегмент. Этот участок пояса является межконтинентальным. Имеются глубоководные впадины и сложная система складчатых сооружений.

В северной части расположена эпипалеозойская зона, в южной части – сложная система изгибающихся складчатых сооружений молодого возраста.

На геологической карте видно, что широко развиты кайнозойские и мезозойские отложения. Палеозойские отложения наблюдаются в пределах молодых плит – выступы древнего фундамента.

10.3. Тектоническое районирование западной части пояса

На рис. 10.7 представлена схема тектонического районирования западной части пояса. Область между Каспием и Памиром представляет собой Южно-Туранскую плиту – часть СМПП. В этом участке граничат два подвижных пояса – граница проходит со складчатым сооружением Тянь-Шаня.

В пределах пояса наблюдается северная вергентность, происходит надвигание на Урало-Монгольский пояс и ВЕП. Для южной части пояса характерны офиолиты.

Также показана характерная для пояса, обладающего активностью на кайнозойском этапе, вулканическая активность (изображено галочками). Наблюдаются многочисленные вулканические пояса – для южной части в условиях субдукции.

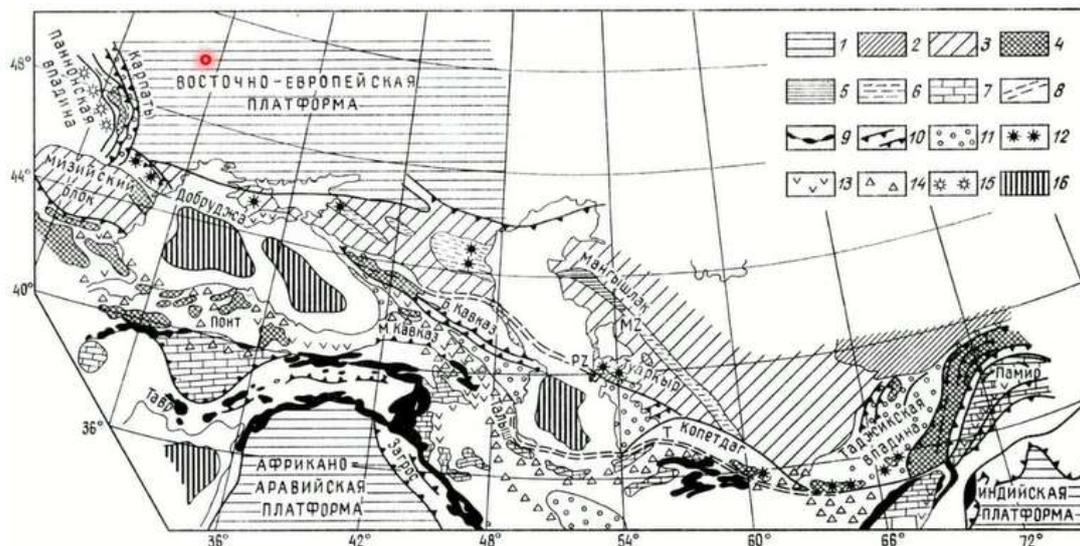


Рис. 10.7. Тектоническое районирование западной части пояса

Схема тектонического районирования СМПП

Северная зона СМПП – молодые (эпипалеозойские) плиты (рис. 10.8):

- МЗ - Мезийская,
- СК - Скифская,
- ЮТ - Южно-Туранская
- Западно-Европейская
- Черные контуры – МZ офиолитовые комплексы
- Южная зона СМПП - альпийский пояс.

Складчатые системы: Боковая ветвь: ГК- Горный Крым, БК – Большой Кавказ, КД - Копетдаг.

Главные ветви: Кр - Карпаты, Бл - Балканы, ПН - Понт, МК - Малый Кавказ, Тл - Талыш, Эл -Эльбурс, АБ - Аладаг-Биналуд, БТ - Банди-Туркестан, Пм - Памир, Зт- Западный Тавр, ВТ-Восточный Тавр, Зг - Загрос, СК - Сулейман-Киртар.

Срединные массивы: Рд - Родопский, МН - Мендересский, Кр - Киршехирский, Ир - Иранский, Лт - Лутский, Аф - Афганский .

Краевые и межгорные прогибы: Предкавказский (ИД - Индоло-Кубанский, ТК - Терско-Каспийский), Закавказские (Рн - Рионский, Кр - Куринский),ЗТ - Западно-Туркменский.

Внутренние глубоководные впадины: ЗЧ - Западно-Черноморская, ВЧ - Восточно-Черноморская, ЮК - Южно-Каспийская.



Рис. 10.8. Схема тектонического районирования СМПП

10.4. Молодые эпигерцинские плиты: Западно- Европейская, Мезийская, Скифская

Западно-Европейская плита

На севере каледониды (Британские о-ва, Северное море, шельф Норвежского моря, север Северо-Германской низменности и полоса вдоль линии ТТ). Складчатость от O1 до D2. Фрагменты байкалид (рис. 10.9).

На юге герциниды (Армориканский, Центрально-французский, Чешский (Богемский) массивы, Вогезы, Шварцвальд, Арденны, Рейнские Сланцевые горы, Гарц, Тюрингенский Лес, Рудные горы, Судеты, запад и центр Пиренейского п-ова). Складчатость от D3-C1 на юге до середины P1 на севере.

Линия Тейсейра-Торнквиста - краевой шов ВЕП - отделяет Балтийско-Приднестровскую зону перикратонных прогибов от Западно Европейской плиты (Добруджа, вдоль Карпат через Северное море к ЮЗ окраине Скандинавского полуострова). Вдоль ТТ

Датско-Польская складчатая зона полициклического развития. Современная структура - серия региональных правых сдвигов.

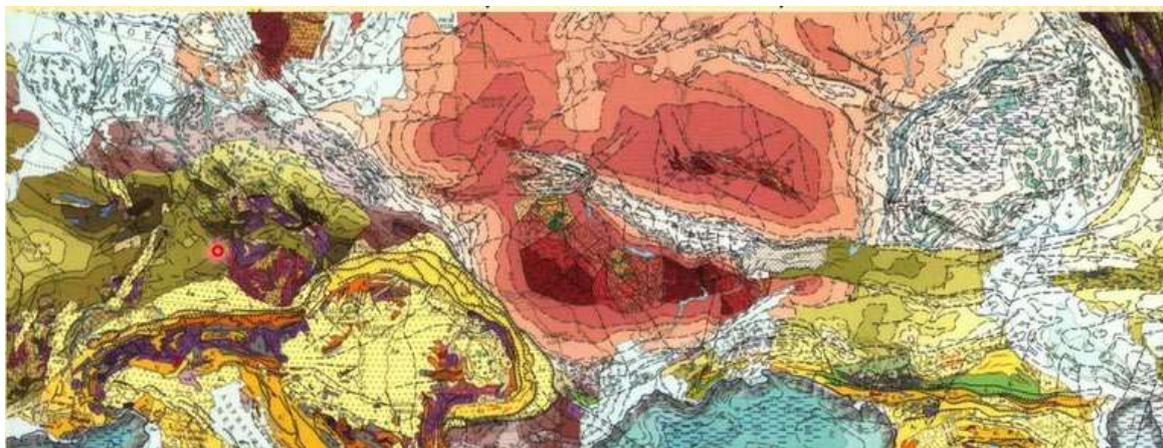


Рис. 10.9. Молодые эпигерцинские плиты

Мезийская плита

Участок между альпийскими складчатыми сооружениями Южных Карпат и Балкан. Байкальский или добайкальский фундамент, перекрыт чехлом PZ и MZ-KZ мощностью от 1 до 8 км (рис. 10.10).

От ВЕП отделена складчатой зоной Добруджи, состоящей из зон байкальского, герцинского и древнекиммерийского возраста.

Скифская плита и Донецко-Северо-Устюртская зона

Донецко-Северо-Устюртская зона: СС Донбаса, погребенный кряж Карпинского (Промысловская зона) - герциниды, древний Северо-Устюртский массив - перикратонная складчатая система

Скифская плита - эпигерцинская. Киммерийско-альпийские складчатые сооружения (рис. 10.11).

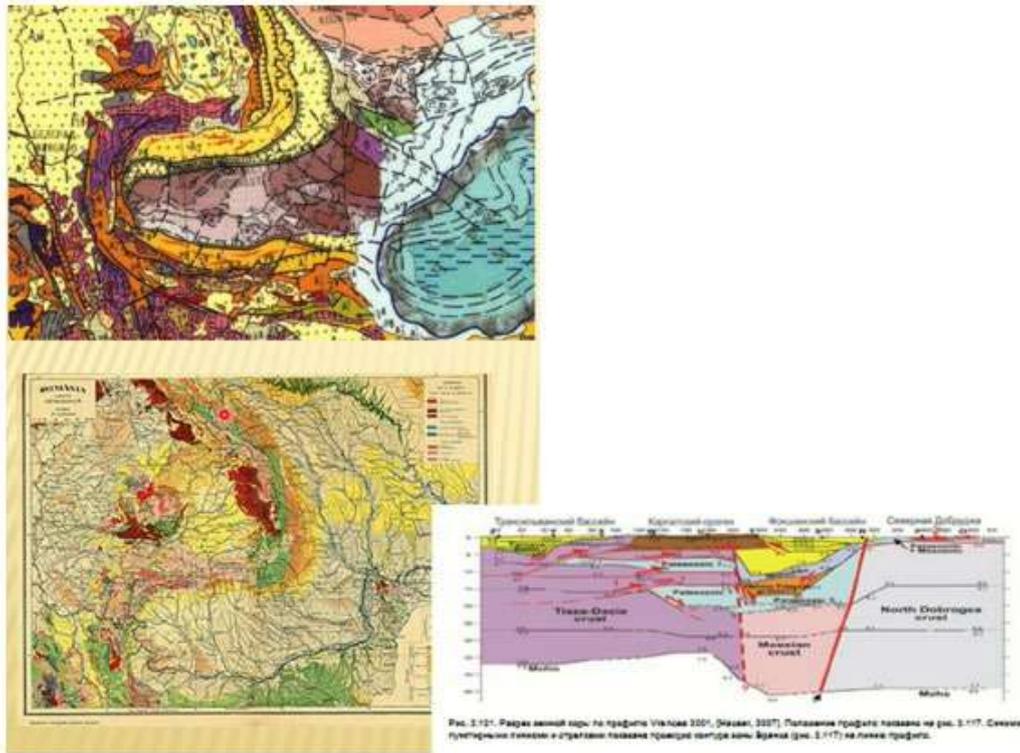


Рис. 10.10. Мезийская плита

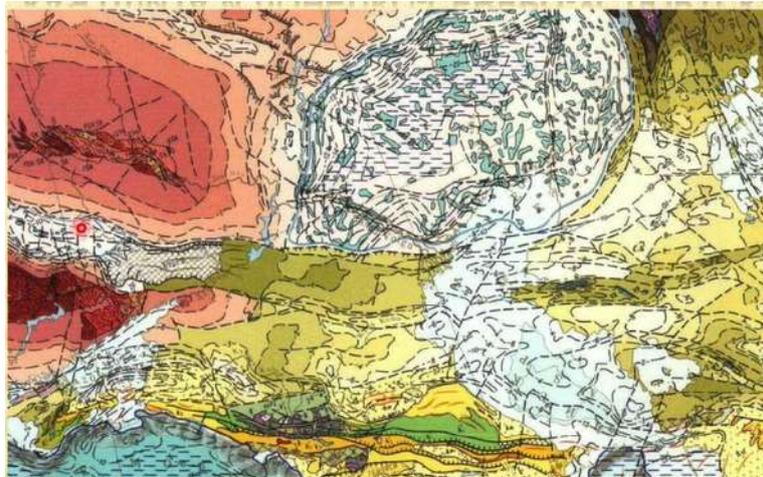


Рис. 10.11. Скифская плита и Донецко-Северо-Устюртская зона

Скифская плита

Фундамент – герцинское основание: на севере - PZ комплексы задуговые окраинные бассейны на древнем основании, на юге - активная окраина с офиолитами.

P-T – переходный комплекс - вулканогенно- терригенные отложения в прогибах и грабенах.

J-KZ - чехол мощностью до 5-8 км (увеличение М к югу, в сторону краевых прогибов).

Разрез чехла:

- J1-2 - песчано-глинистые толщи
- J3 - карбонаты
- K1 - песчано-глинистые толщи (местами с вулканитами).
- K2 - карбонаты
- PG1-2 - глинисто-мергельная серия
- Pg3-N1 - песчано-глинистая майкопская серия
- N1²⁻³ – разнофациальные мелководные отложения.
- С конца N, прекращается связь между Черноморской и Каспийской частями Паратетиса.
- N2¹ - перерыв, формирование эрозионного рельефа.
- N2-Q - трансгрессивно морские терригенные, выше - континентальные отложения.

На рис. 10.12 показано строение складчатой герцинской зоны – складчатой зоны Скифского орогена. В отличие от скифского орогена, характеризующегося присутствием офиолитовой ассоциации, Донецко-Промысловская зона является герцинским сооружением с байкальским основанием.

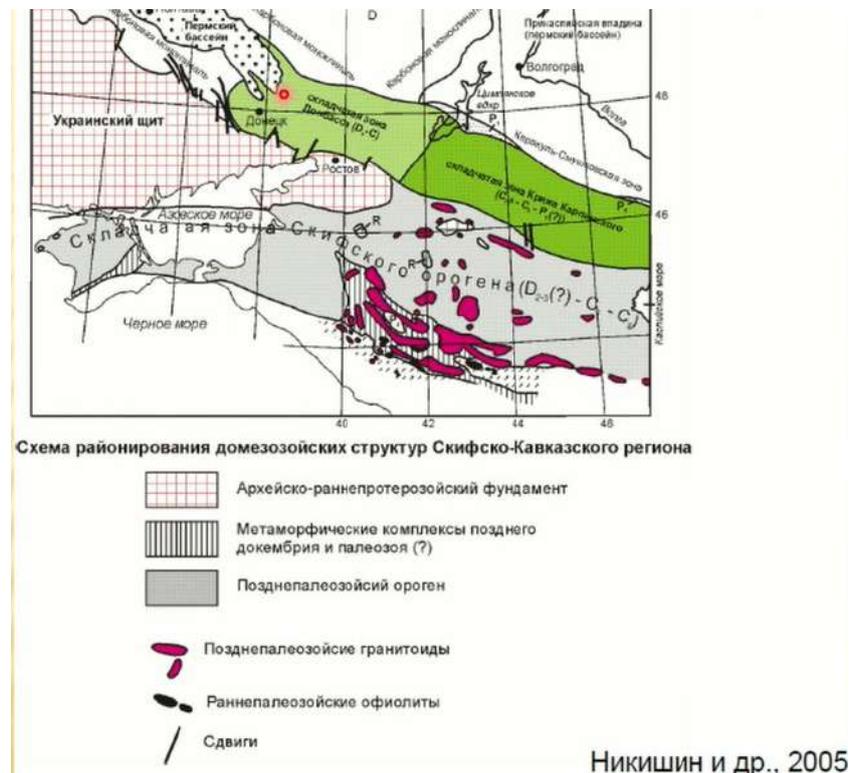


Рис. 10.12. Строение складчатой герцинской зоны

Поверхность фундамента – структурные элементы чехла (рис. 10.13). В центральной части существует хорошо выраженное Ставропольское поднятие; к западу и востоку от него поверхность фундамента погружается.

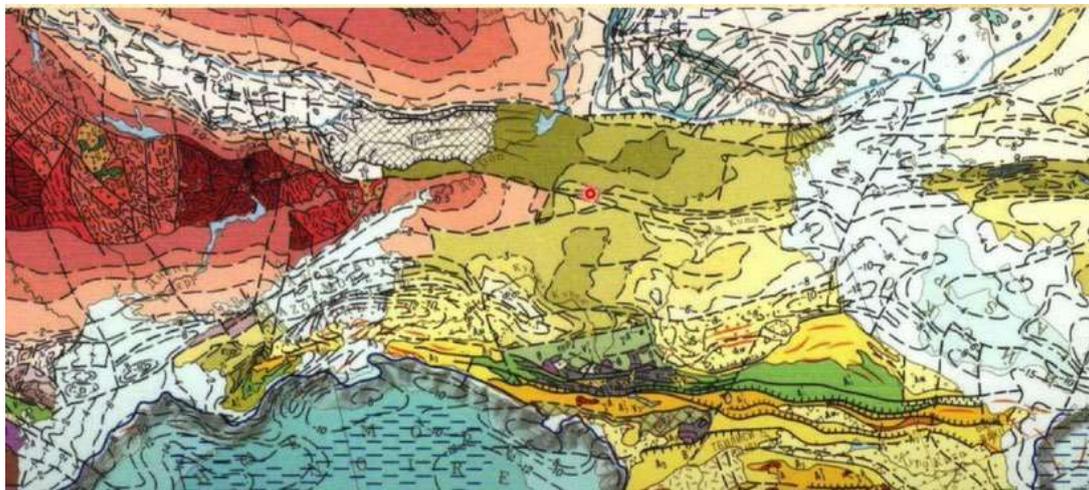


Рис. 10.13. Фундамент Скифской плиты

На рис. 10.14 представлены особенности строения чехла Скифской плиты. Вверху разреза наблюдаются кайнозойские отложения, мощность возрастает к югу, в сторону складчатого сооружения Урала. Перед складчатым сооружением происходит переход к краевому прогибу, который накладывается на Скифскую плиту.

Более нижние горизонты чехла представляют собой плитный комплекс, распространены не везде, являются относительно маломощными.

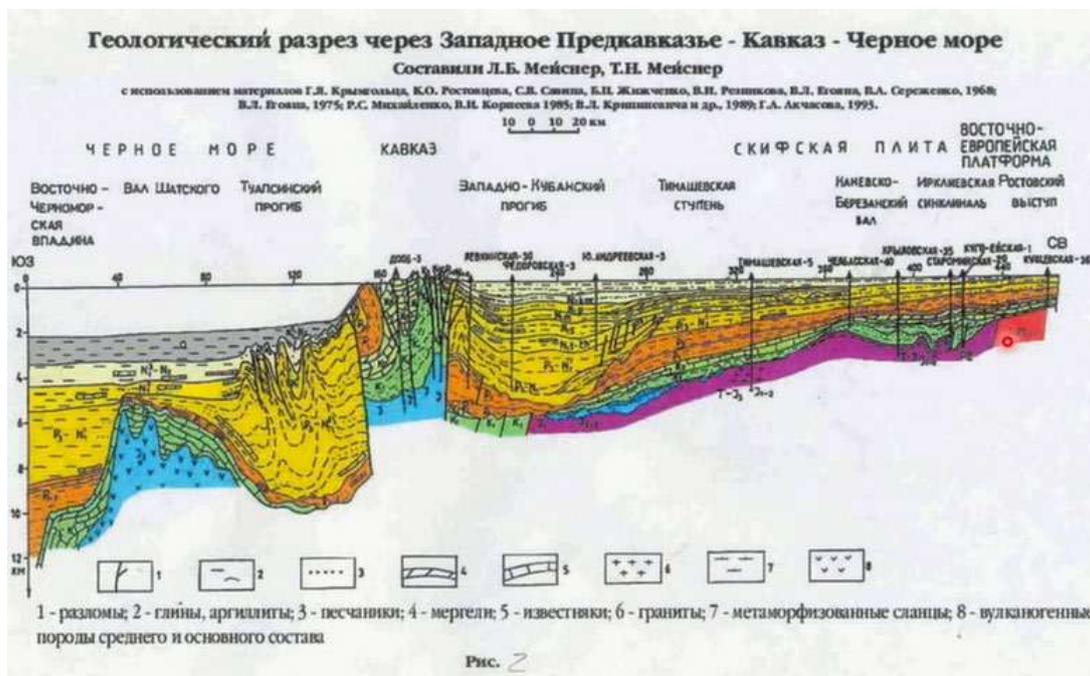


Рис. 10.14. Особенности строения чехла Скифской плиты

10.5. Южно-Туранская плита

На геологической карте (рис. 10.15) можно видеть, что зоны Южно-Туранской и Северо-Туранской плит очень похожи. Структурно часть Туранской плиты принадлежит УММП (Северо-Туранская часть), южная часть относится к системе СМПП. Граница между частями проходит на севере.

Южным ограничением является система складчатых ветвей альпийского возраста с южной мегазоны СМПП. На юго-востоке на Южно-Туранскую плиту накладывается Памирский прогиб.

Наблюдается несколько выступов фундамента. Большая мощность чехла: J-KZ на P-T и PZ1-2 (на срединных массивах).

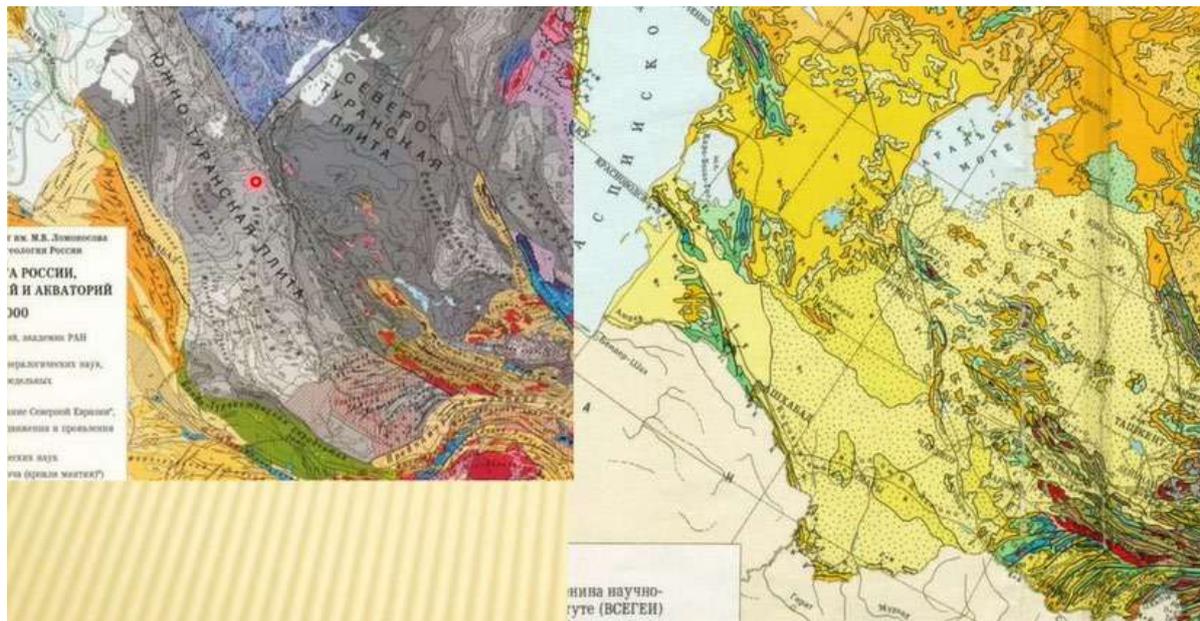


Рис. 10.15. Южно-Туранская плита

Фундамент Южно-Туранской плиты

На рис. 10.16 приведена схема районирования Южно-Туранской плиты. В фундаменте плиты большую площадь занимают древние массивы.

Ва₁ или до Ва₁ массивы: Южно-Мангышлакский, Карабогазский, Каракумский и Байсунский (частично перекрыты PZ2 надсубдукционными вулканоплутоническими поясами)

Герциниды: Центрально-Устюртская (t-c PZ12) и Туаркырская (основные вулканиты, глинисто-кремнистые толщи P габброиды и пироксениты) складчатые зоны, гипотетическая зона на продолжении Урала, в основании складчатого комплекса Копетдага

Древние киммериды: Мангышлакская и Туаркырская складчатые зоны - Р-Т прогибы с *mol* и *cont* осадконакоплением, испытавшие *Kim*, складчатость; Хивинский Р-Т грабен.

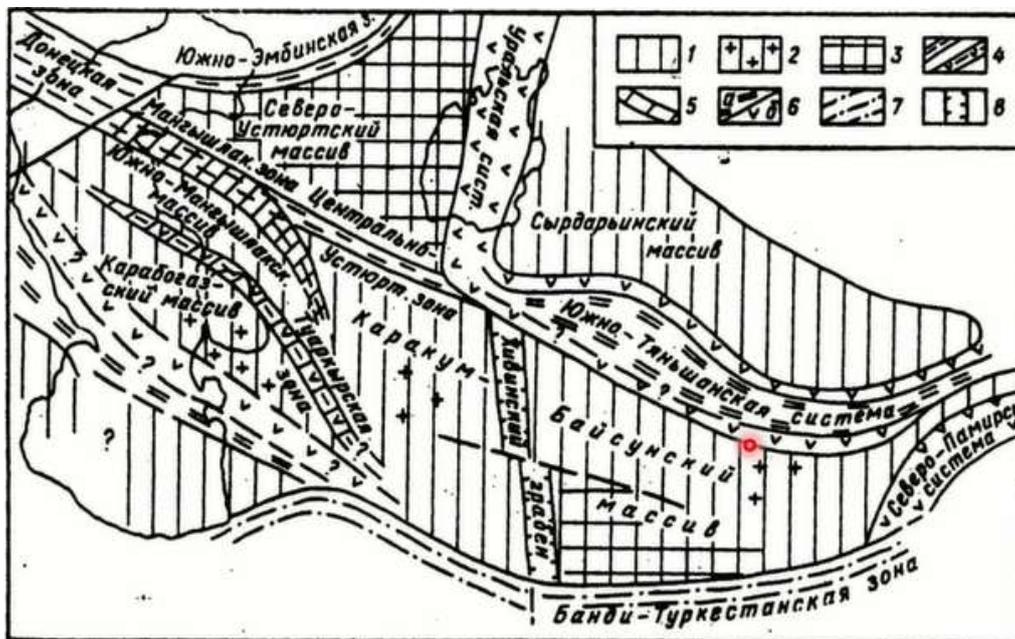


Рис. 10.16. Фундамент Южно-Туранской плиты

Южно-Туранская плита - структуры чехла

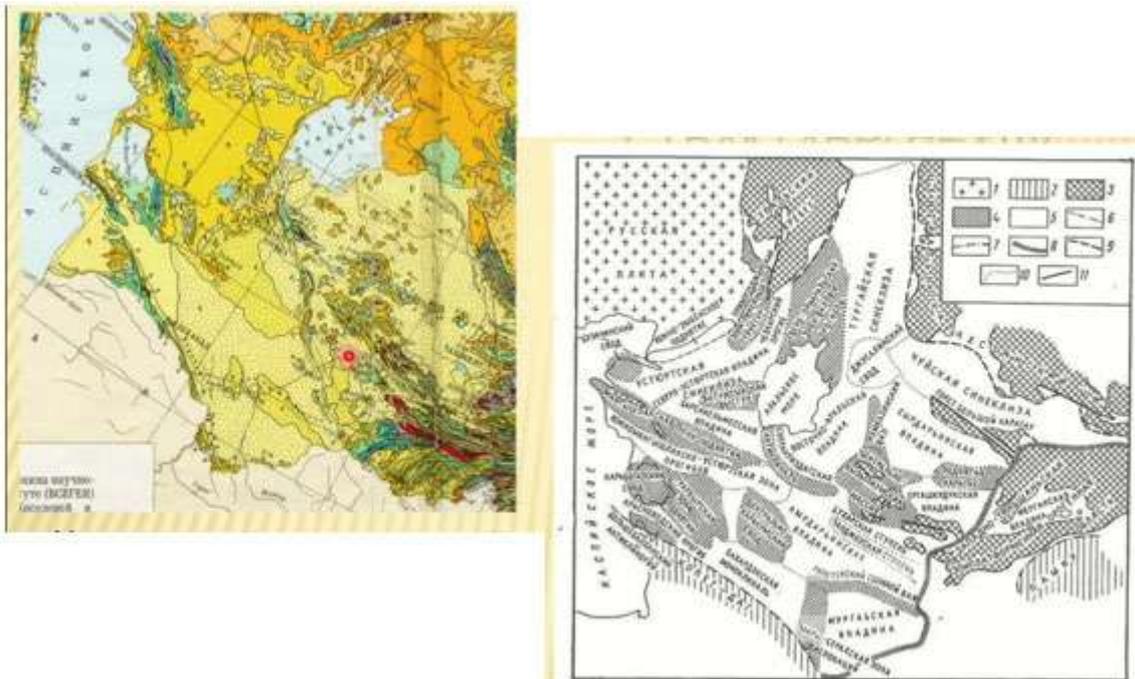


Рис. 10.17. Южно-Туранская плита - структуры чехла

Структура чехла показана на рис. 10.17. Формирование фундамента завершила герцинская эпоха, таким образом, чехол имеет мезозойско-кайнозойский возраст.

Структуры: Мангышлакский плакантиклинорий, Центрально-Устюртское поднятие, Южно-Мангышлакский прогиб, Туаркырское поднятие, Карабогазский свод, Каракумский свод, Хивинский грабен, Мургабская впадина, Бухарская и Чарджоусская ступени, Кугитанг-Байсунгское поднятие, Южно-Таджикская впадина.

Мангышлакская, Центрально-Устюртская и Туаркырская складчатые зоны

На восточном продолжении южной части Донецко-Промысловской складчатой зоны и Южнодонецко-Манычского шва (рис. 10.18).

Сложены мощным комплексом Р-Т континентальных и морских отложений, смятых в конце Т в линейные складки, осложненные продольными надвигами и сдвигами. К северу и югу от этой зоны мощность Р-Т комплекса сокращается, а складчатые деформации затухают. Мангышлакская зона была несогласно перекрыта J-Pg чехлом, частично смытым в связи с ее валообразным поднятием в N.

К востоку от залива Кара-Богаз-Гол. Сложена основными вулканитами и кремнисто-терригенными PZ2 толщами, а также пироксенитами и габброидами. Перекрыты Р-Т красноцветными породами, смятыми в конце Т (Kim1) и повторно слабо деформированы перед N1 и N2.

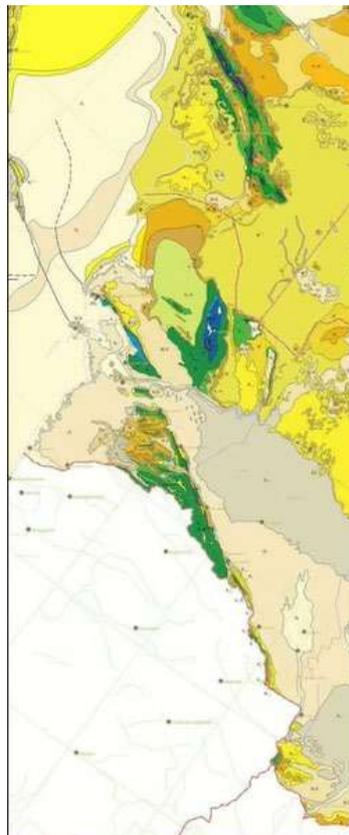


Рис. 10.18. Мангышлакская, Центрально-Устюртская и Туаркырская складчатые зоны

Разрез Южно-Туранской плиты представлен на рис. 10.19 и имеет следующее строение.

Фундамент: Байкальский и добайкальский (массивы) и PZ (герцинский комплекс)P-T (переходный комплекс) - слабо деформирован

J-KZ - чехол:

- J1-2 - угленосные континентальные и м/в морские отложения;
- J3 - терригенно-карбонатная (на востоке гипсоносно-соленосная).
- K1-2 - серо- и пестроцветные терригенно-карбонатные отложения 1-2 км.
- Pg1-2- морские глинисто-карбонатные (местами αβ вулканизм);
- Pg3-N1- майкоп (глинистые толщи), на В – континентальные красноцветы.
- Мангышлакская и Туаркырская зоны - альпийские складки.

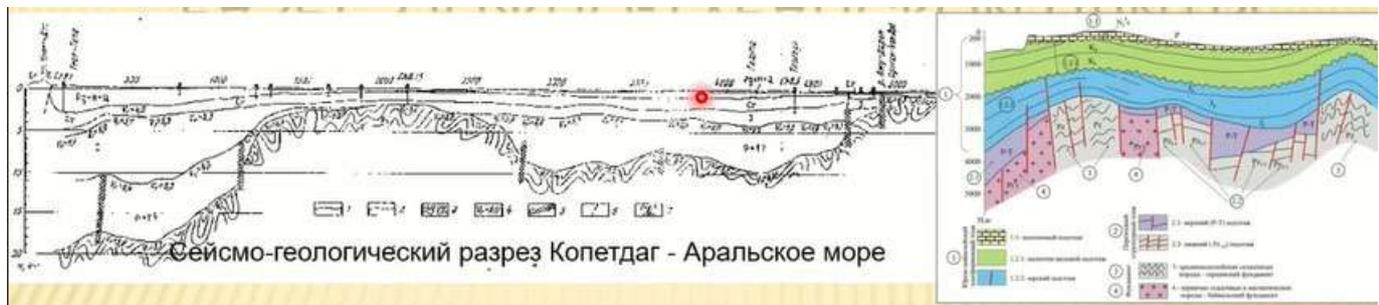


Рис. 10.19. Разрез Южно-Туранской плиты

10.6. Южная мегазона. Горные сооружения

Складчатые сооружения южной мегазоны представлены на рис. 10.20. Горные системы относятся к СМПП. Часто складчатые сооружения представляют собой длинные сложно изгибающиеся ветви.

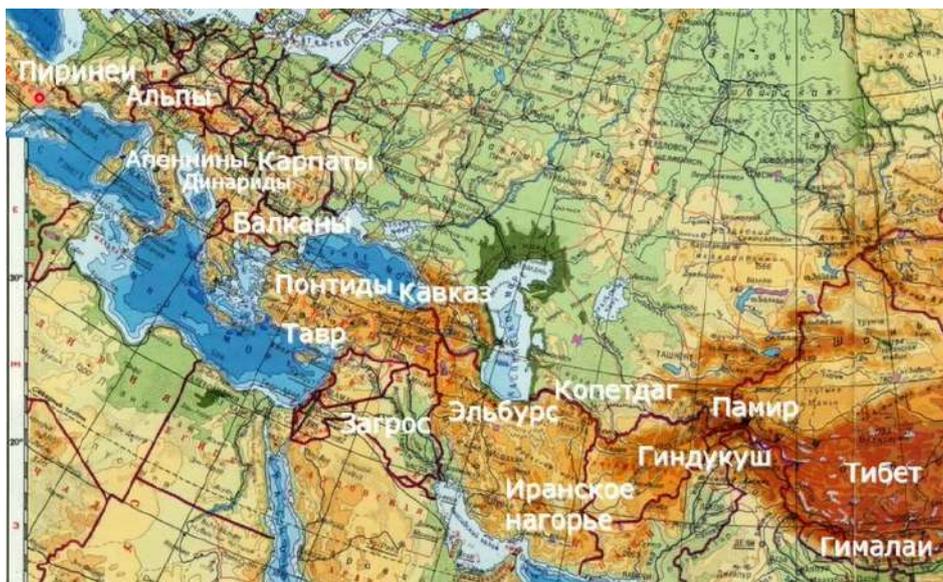


Рис. 10.20. Южная мегазона

Средиземноморский пояс - альпиды (тетисиды)

Альпийская область самая молодая часть СМПП – КЗ складчатые горные сооружения. Развивалась как части Мезо- (с конца РЗ) и Неотетиса (с J) и его континентальных окраин с древним (дорифейском, байкальском или палеозойском) основанием.

1. Начало циклов - рифтогенез, спрединг, субдукция - формирование океанических и задуговых бассейнов, надсубдукционных вулканических поясов, складчатость.

2. Окончание цикла N-Q - орогенный этап, коллизия, формирование крупных горных систем (Гималаи, Большой Кавказ, Альпы и др.) и межгорных впадин и краевых прогибов, заполненных N-Q молассовыми и вулканическими толщами.

Карпатская складчатая область

На рис. 10.21 приведена Карпатская складчатая область – сложное складчатое сооружение изгибающейся формы. Близко расположена к ВЕП. Внутри области располагаются обширные Закарпатские впадины.

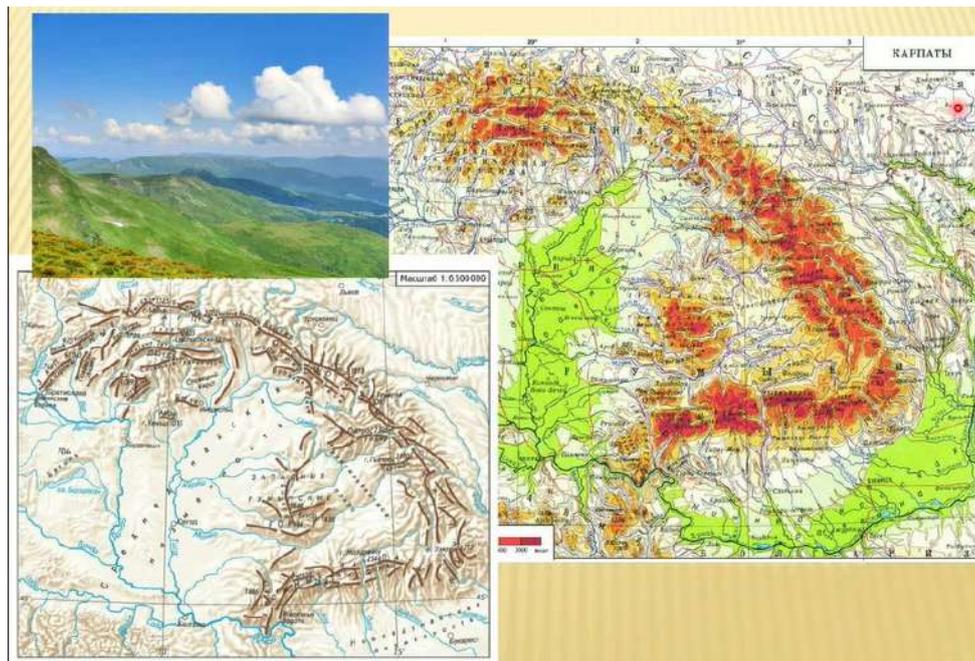


Рис. 10.21. Карпатская складчатая область

Карпатская складчатая область

На западе Карпатская складчатая область переходит в Альпы, на юго-востоке - в Балканы (рис. 10.22).

В поперечном сечении: Предкарпатский краевой прогиб, Внешняя мегазона, Внутренняя мегазона и Паннонская впадина.

Из под чехла кайназойских образований выходят системы, на рисунке переданные разными цветами. Ярко желтым обозначены мезазойско-кайназойские деформированные комплексы. Более темными цветами обозначены более древние образования – доказательство того, что зона развивалась и до альпийского этапа.

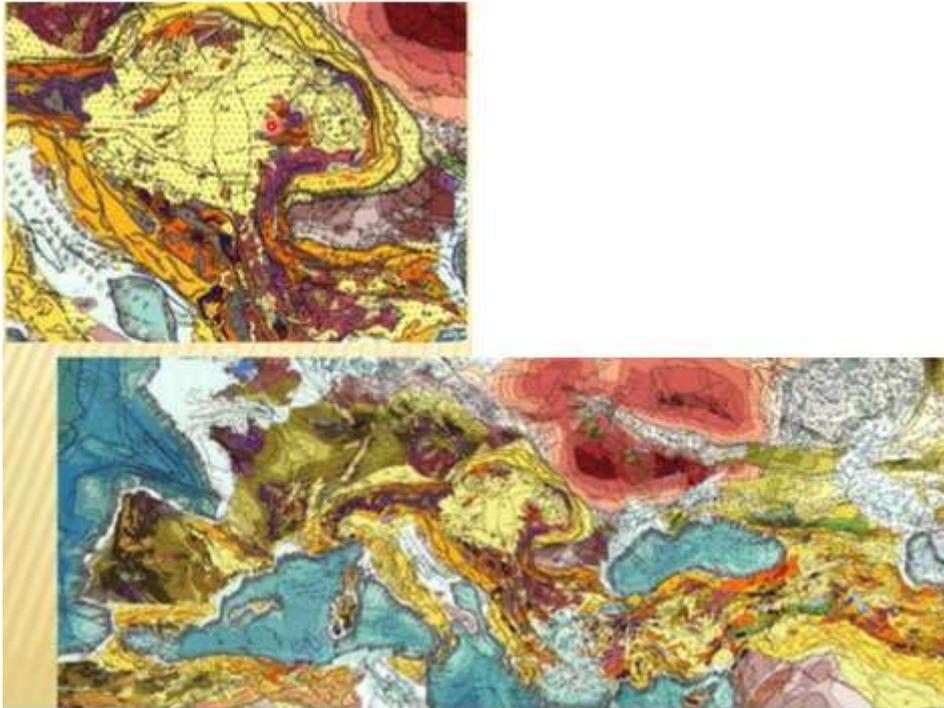


Рис. 10.22. Карпатская складчатая область

Тектоническое районирование

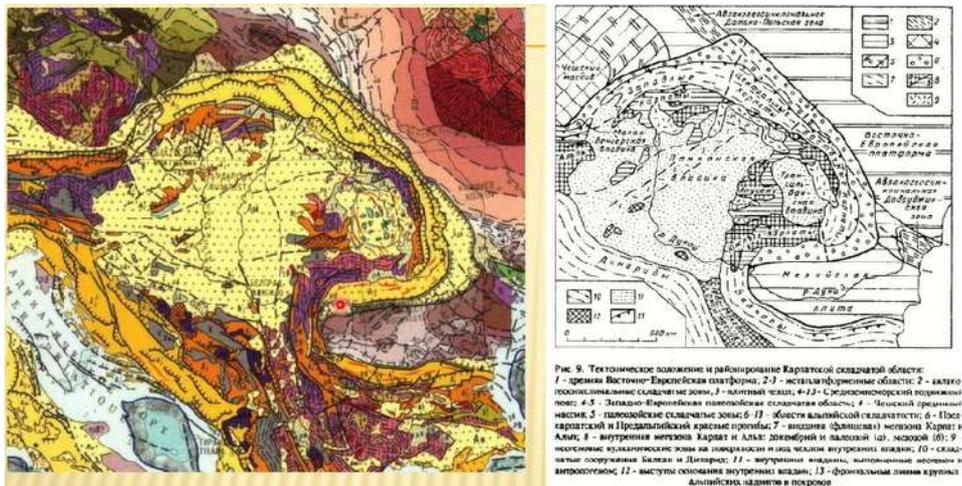


Рис. 10.23. Тектоническое районирование

Предкарпатский краевой прогиб наложен на ВЕП и ее ЮЗ обрамление (рис. 10.23). Ярко желтым обозначена внешняя мегазона.

Внешняя мегазона - деформированный К-Pg флиш (отложения континентальной пассивной окраины ВЕП) - Карпатская петля

Внутренняя мегазона - изометричная область сложного строения (в т.ч. древние массивы), проявления KZ2 вулканизма.

Тектоническое районирование Украинских Карпат

- Представлено следующее зонирование:
- Восточно-Европейская платформа
- Датско-Польская складчатая зона
- Предкарпатский краевой прогиб (Внешняя и Внутренняя зоны (молассы N))
- Складчатые Карпаты - Внешняя мегазона: система покровов северной vergentности: Скибовая, Кросненская (Силезская), Черногорская, Дуклянская, Поркулетская зоны (К-Pg терригенный, терригенно-карбонатный и карбонатный флиш (5-8 км))
- Зона Мармарошских и Пеннинских Утесов - зоны меланжа с кластолитами T, J, K, Pg.
- Мармарошский массив – комплекс основания: метаморфические породы рСМ и PZ
- Закарпатские впадины: Чоп-Мукачевская и Солотвинская
- Вулканические пояса: Выгорлат-Гутинский ($\alpha\beta$ N2) и Береговский (λ N1).

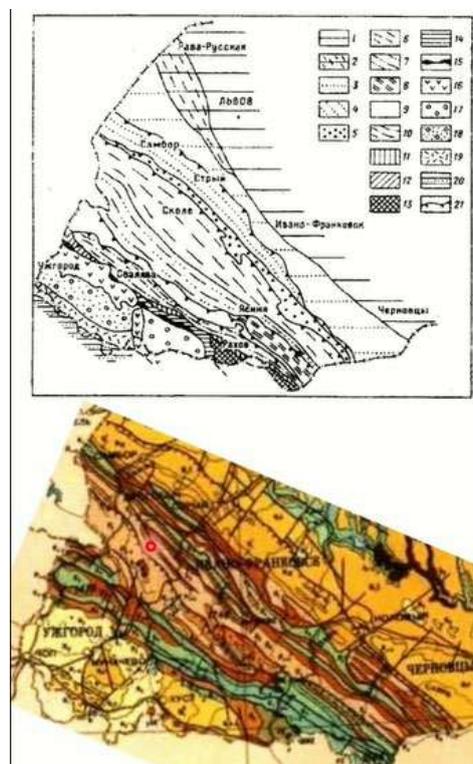


Рис. 10.24. Тектоническое районирование Украинских Карпат

На рис. 10.25 приведен геологический разрез центрального сегмента Карпат. Системы тектонических пластин разделены надвигами. Представлена сложная складчатая структура северо-восточной вергентности, обращенная в сторону ВЕП.

Внешняя мегазона в значительной мере является аллохтонной пластиной, надвинутой на более древние складчатые системы – прослеживаются юрские и меловые комплексы, образующие чехол. Таким образом, все внешняя мегазона находится в аллохтонном залегании. Складчатая Байкальская зона запечатана данным аллохтоном, краевой прогиб ложится на платформу.

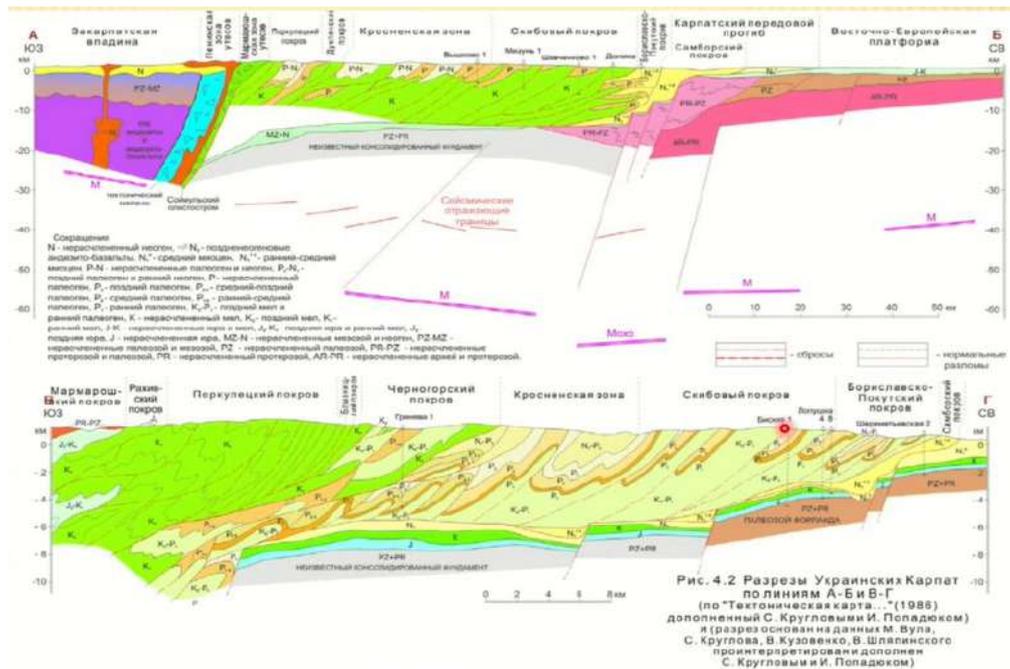


Рис. 10.25. Геологический разрез

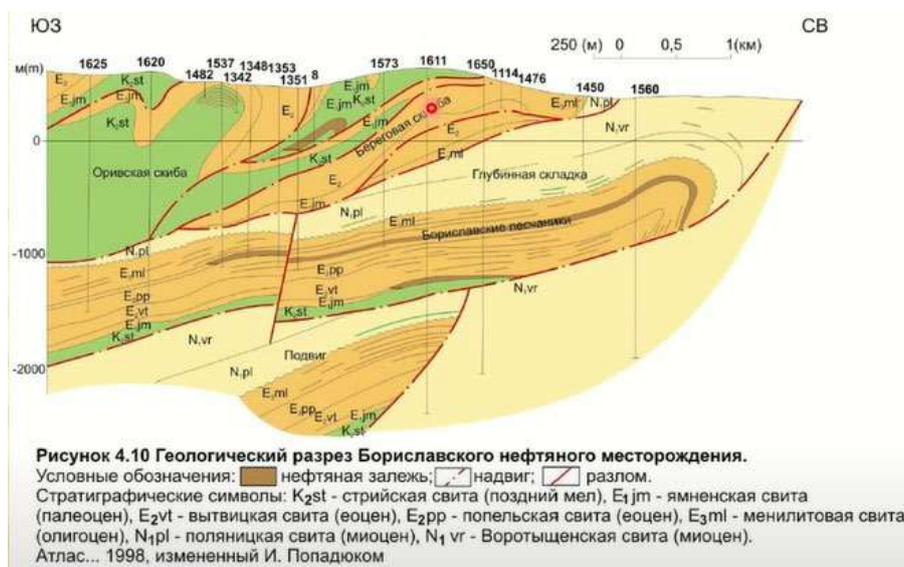


Рис. 10.26. Фрагмент покровной структуры

На рис. 10.26 представлен фрагмент покровной структуры. Наличие в разрезе структур покровного типа доказано геологическими исследованиями и бурением. Увеличение мощности происходит в сторону складчатого сооружения. Внешняя мегазона надвинута на краевой прогиб.

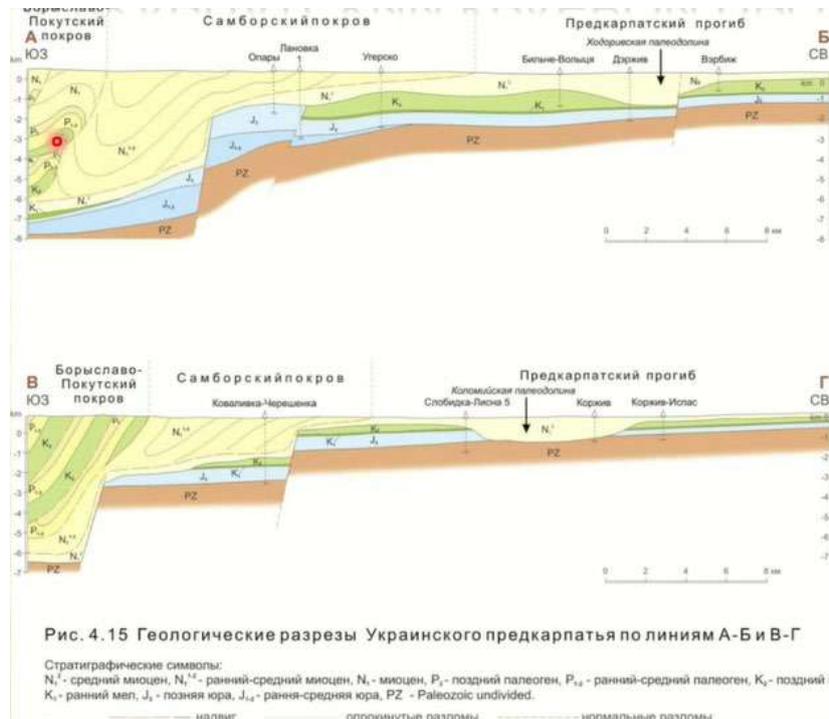


Рис. 10.27. Предкарпатский краевой прогиб

В конце прошлого века было показано, что вдоль Альпийского пояса происходит пластическое течение масс, вследствие которого формируются дисгармоничные структурные дуги (Происхождение и кинематика структурных дуг Альпийского складчатого пояса. В.С.Бунтман, 1980) (рис. 10.28).

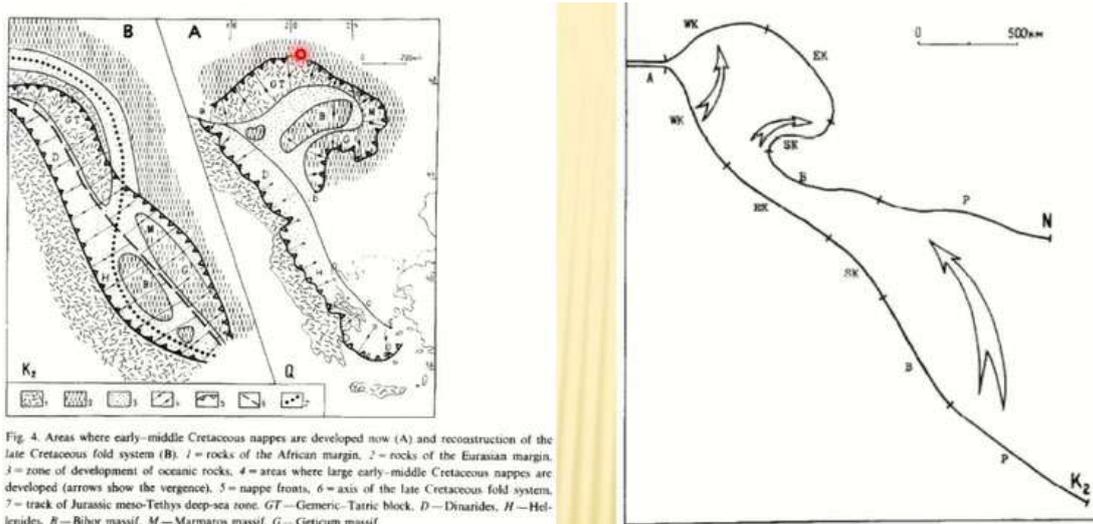


Рис. 10.28. Реконструкция Карпатской петли

Складчатое сооружение Горного Крыма

- Степной Крым - часть Скифской плиты
- Горный Крым - складчатое сооружение

Складчатое сооружение Горного Крыма - возникло в северной «слепой» Крымско-Кавказской ветви Средиземноморского подвижного пояса в западном суженном участке. Формирование прогиба здесь закончилось в J (рис. 10.29).



Рис. 10. 29. Геологическая карта Крыма

Структуры Горного Крыма приведены на рис. 10.30. Степной Крым (Скифская плита):

- Поднятия: Симферопольское, Новоцарицинское, Ейско-Березанское (Азовский вал), Евпаторийское
- Зоны складок: Тарханкутская. Керченская;
- Впадины: Альминская. Джанкойская, Донузлав-Войковская, Индоло-Кубанская, Каркинитская.

Горный Крым – мегантиклинорий:

- Лозовская зона смятия
- Горно-Крымская зона
- Антиклинории: Качинский, Южно-Бережный, Туакский
- Синклинории: ЮЗ Крыма, Восточного Крыма, Судакский.
- Северное моноклиальное крыло мегантиклинория (К-Pg)
- Ингрессионные впадины (K1): Салгирская, Байдарская.

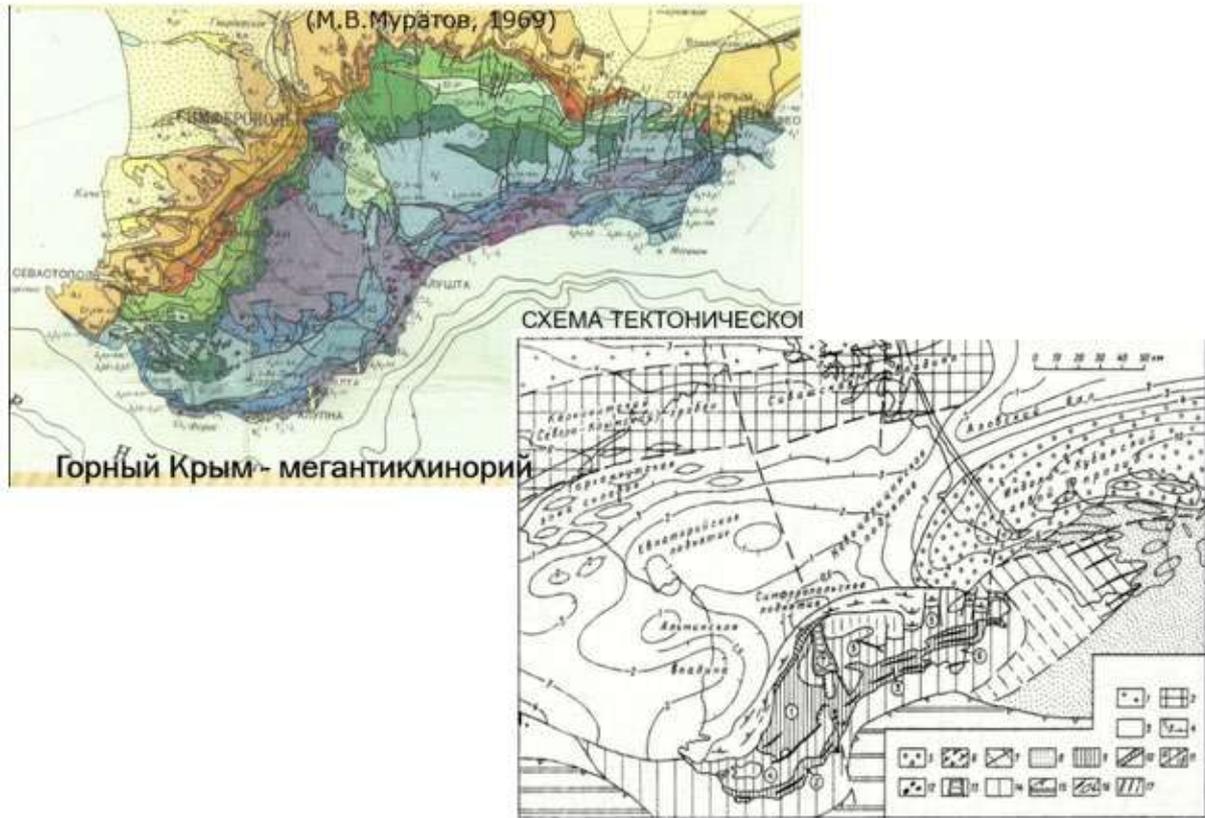


Рис. 10.30. Схема тектонического строения Крымского полуострова

Складчатый комплекс горного Крыма (Киммерийское складчатое основание)

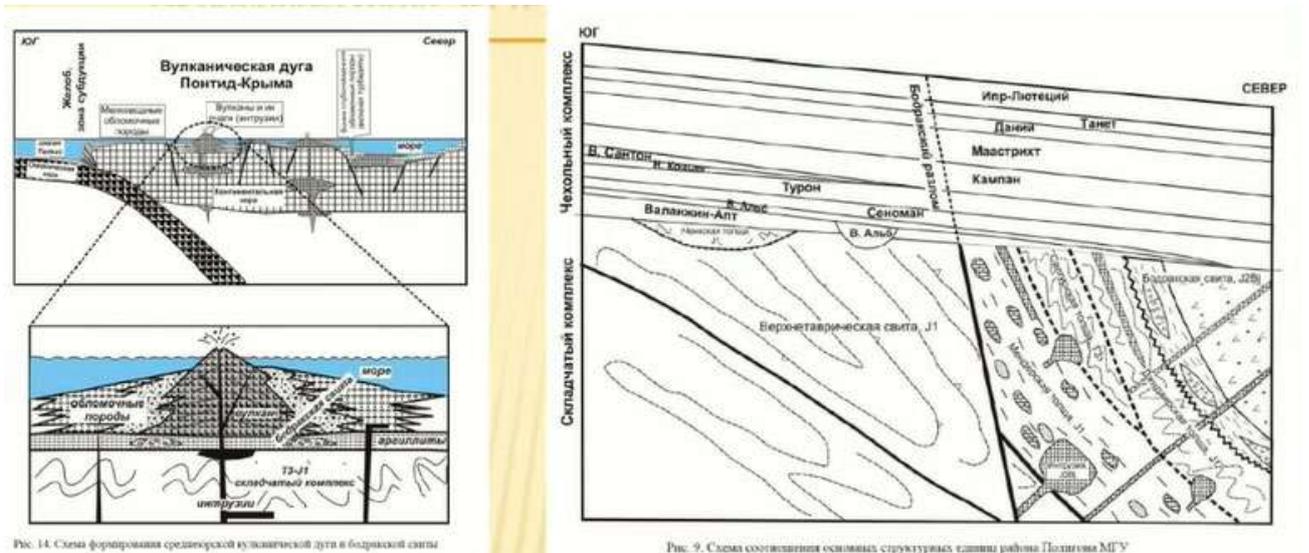


Рис. 10.31. Складчатый комплекс горного Крыма (Киммерийское складчатое основание)

Складчатый комплекс горного Крыма, схематично изображенный на рис. 10.31, имеет следующее строение:

- T3-J1 - эскиординская серия - шельфовая песчано-глинистая
- T2-J1 - таврическая серия - глубоководный терригенный флиш
- J2 - карадагская серия - островодужные известково-щелочные вулканы в покровных и субвулканических фациях
- J2.3 - судакская серия - известняково-песчано-глинистые отложения дальнего шельфа и верхней части континентального склона.
- J3-K, - яйлинская серия - мелководная конгломератово-флишоидно-карбонатная толща платформенного бассейна

Формирование островодужных комплексов сопровождалось формированием интрузивных субвулканических тел.

Комплексы Эпикиммерийского чехла – образования эпиконтинентального мелководного бассейна (рис. 10.32). Чехол распространяется с моноклинально залегающего северного крыла, уходит на Скифскую плиту.

- K1 - песчано-глинистые отложения
- K2-Pg2 - карбонатные отложения
- Pg,-N, - глинистая майкопская серия - нижняя моласса предгорных прогибов известково-щелочные вулканы в покровных и субвулканических фациях
- N2-Q- разнофациальные, в том числе и грубообломочные молассовые отложения

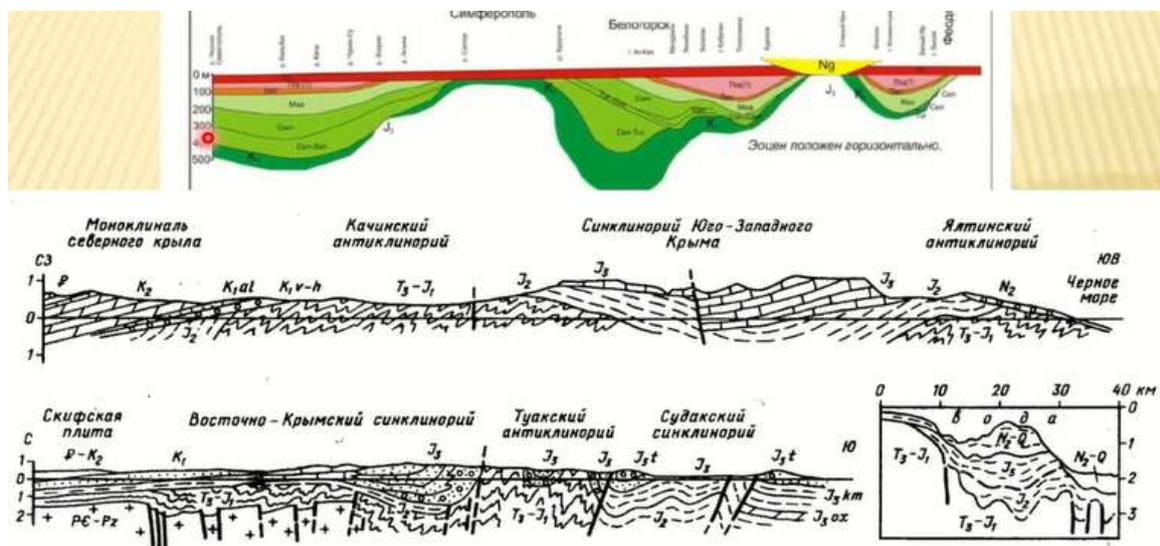


Рис. 10.32. Геологические разрезы сооружения Горного Крыма: сверху - через Юго-Западный Крым, внизу - через Восточный Крым

Альпийская структура

В N-Q время в Горном Крыму происходило горообразование. На Керченском п-ове – складчатость (рис. 10.33).

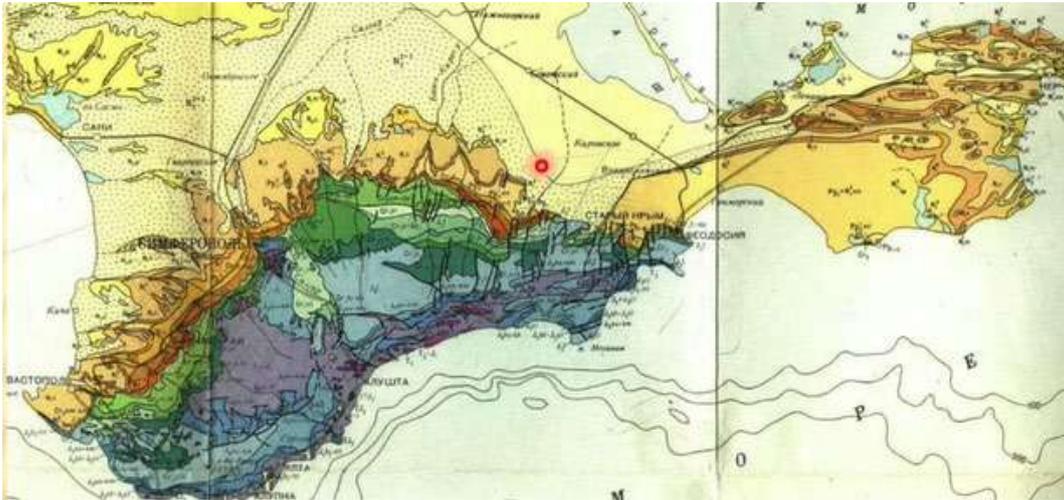


Рис. 10.32. Альпийская структура

На рис. 10.34 приведен разрез Альпийской структуры. Формирование чехлов неоднородно, поскольку поднятия и прогибы все еще находятся на стадии формирования.

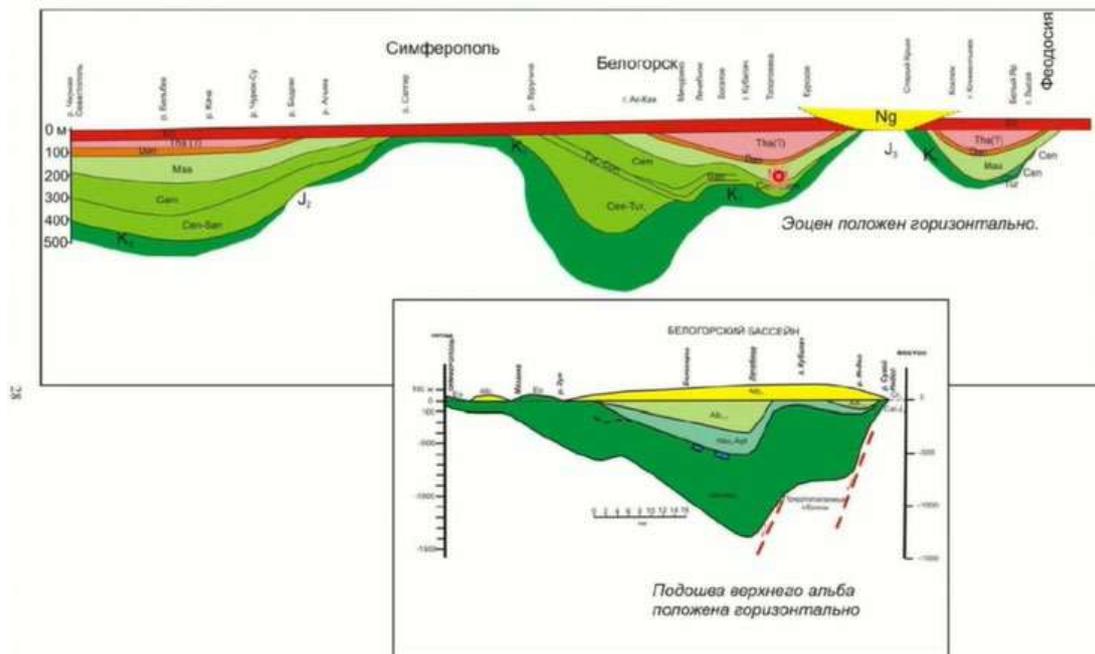


Рис. 10.34. Схематические разрезы осадочного чехла для Горного Крыма

Полезные ископаемые

- Fe - N2km - бурые железняки (Керчь),
- Нефть - K2 - (Тарханкут), Pg3-No - (Керченский п-в),

- Уголь - J2b1 (Бешуйские копи),
- Соль (Сиваш),
- Флюсовое сырье - J3. Pg2lt,
- Цементное сырье: J2 - трассы Карадага, Pg2 - мергели (Бахчисарай),
- Стройматериалы,
- Минеральные воды (Ялтинская, Феодосийская и др.),
- Лечебные грязи (Саки, Сиваш).

10.7. Черноморская глубокоководная впадина

Черноморская глубокоководная впадина расположена внутри континента и обрамляется со всех сторон континентальными структурами (рис. 10.35). Море захватывает шельфовые зоны – продолжение континентальных структур.

Граничные структуры:

- Юг: альпийские складчатые сооружения Понта и Малого Кавказа
- Север: эпигерцинская Скифская плита, киммерийское складчатое сооружение Горного Крыма, альпийское складчатое сооружение Большого Кавказа
- Запад: складчатая зона Добруджи и эпибайкальская Мезийская плита, альпийская складчатая зона Балкан
- Восток: Закавказская плита.

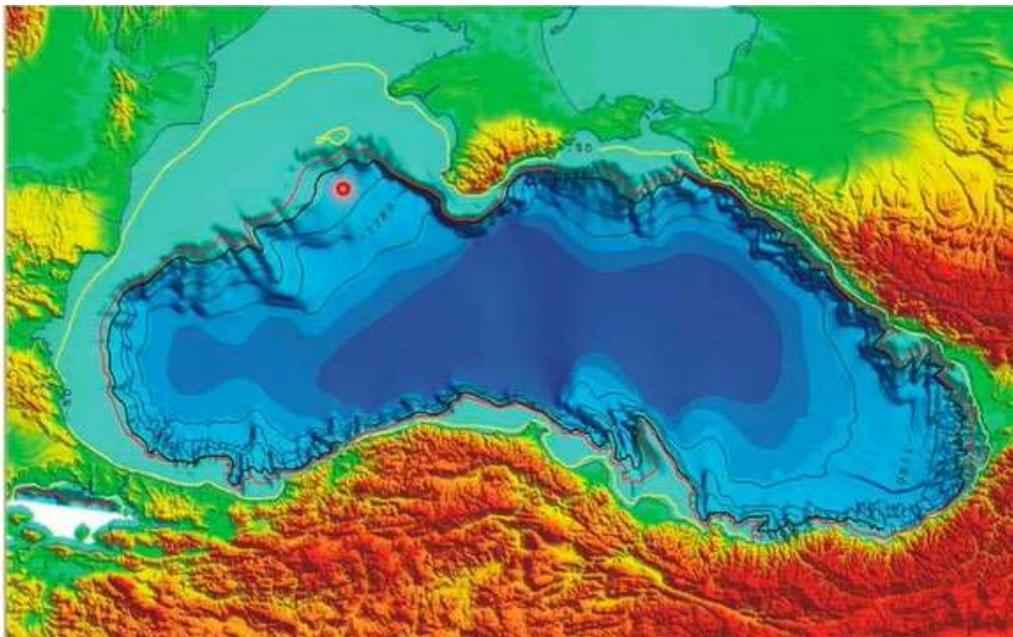


Рис. 10.35. Топография дна Черного моря

На рис. 10.36 приведена схема строения структур СМПП. Характерно наличие глубокоководных впадин рифтогенного происхождения – в пределах сложной

коллизии системы структур возникли условия проявления рифтогенеза. Черноморская впадина разделена поднятием.

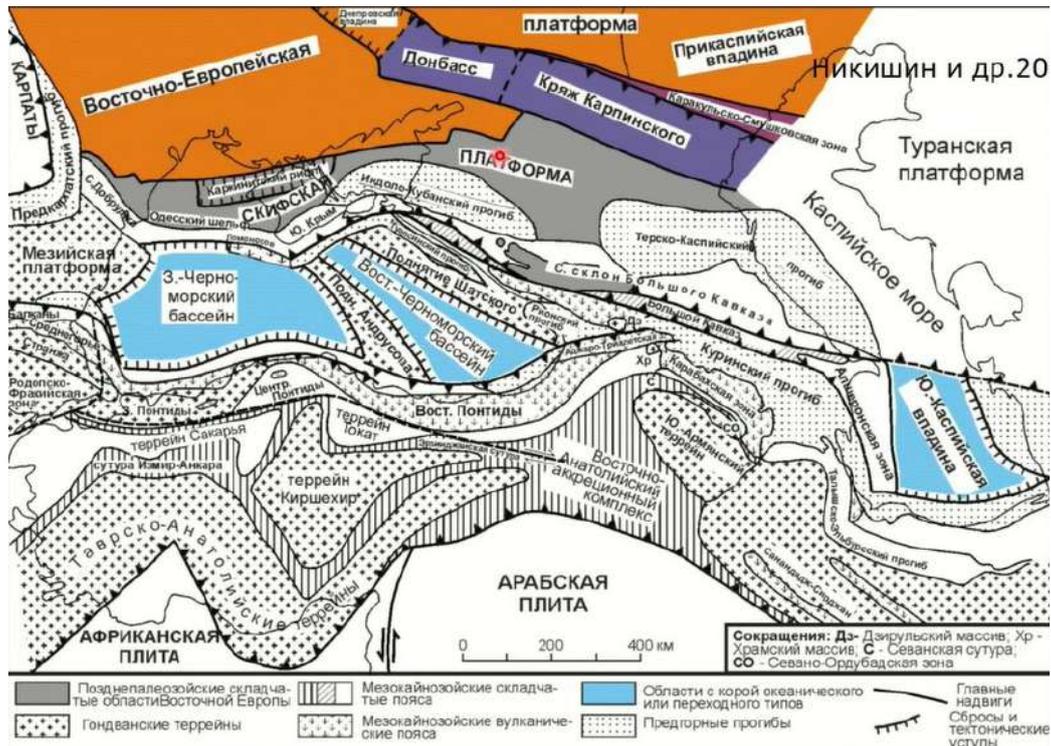


Рис. 10.36. Схема строения СМП

Районирование (рис. 10.37):

- Впадины: Западно-Черноморская, Восточно-Черноморская глубоководные, Туапсинский и Сорокина краевые;
- Поднятия: Андрусова, Шатского, Архангельского

Строение: Субокеаническая кора имеет мощность 25 км, в т.ч. осадочный комплекс - 10-15 км.

Особенности:

- асейсмичность,
- пониженный тепловой поток,
- амагматичность,
- грязевой вулканизм,
- заражение сероводородом с глубины 200м.

Происхождение

Рассматривались гипотезы: реликт Тетиса; океанизация в результате базификации или эклогитизации в N2-Q древних блоков (Мезийская плита, Грузинский массив - Эвксиния).

Сейчас установлено, что Черное море имеет рифтогенную природу. Это задуговой бассейн мелового возраста.

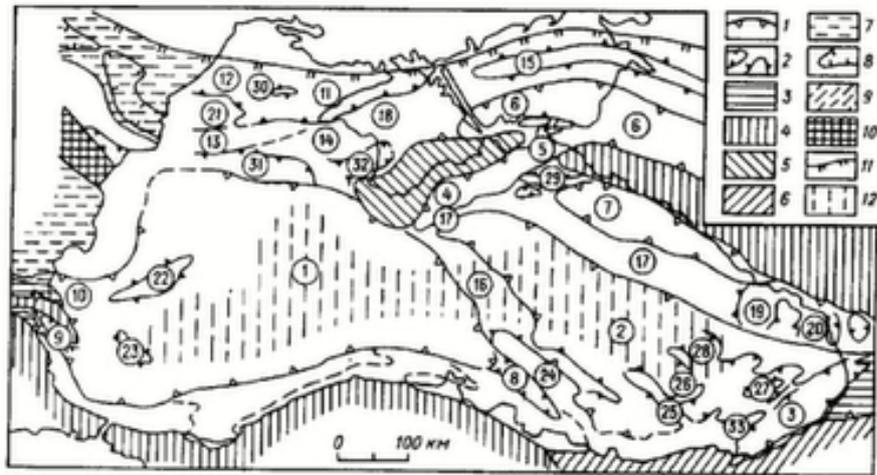


Рис. 10.37. Черноморская впадина

Для черноморской впадины рифтогенез происходил в меловом возрасте, что доказано по геологическим и геофизическим данным - сейсмогеологические разрезы Черного моря (рис. 10.38). Кайнозойские толщи слагают чехол.

Таким образом, интенсивное растяжение и формирование грабенообразных структур приходится на мел. Континентальная кора сохраняется на поднятиях, в глубоководных впадинах – редуцирована.

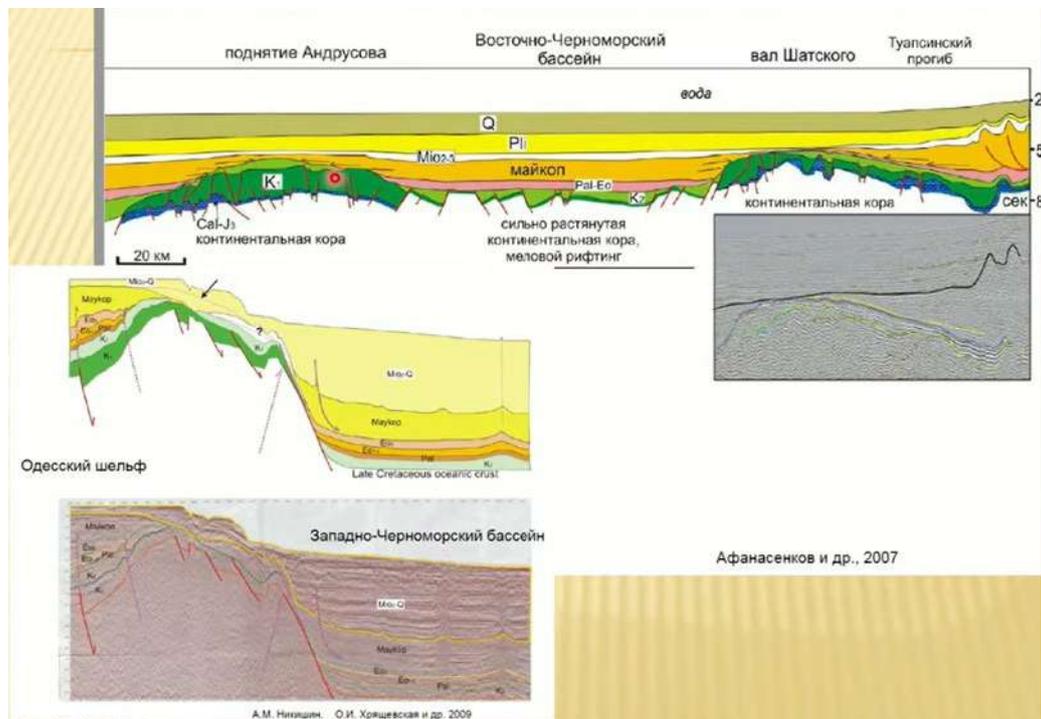


Рис. 10.38. Сейсмогеологические разрезы Черного моря

На рис. 10.39 приведен разрез краевых зон. В краевых зонах сохраняется древний континентальный фундамент. Со стороны складчатого сооружения происходит надвигание. Большой Кавказ надвигается на Туапсинский прогиб, проявляется элементом Черноморской впадины.

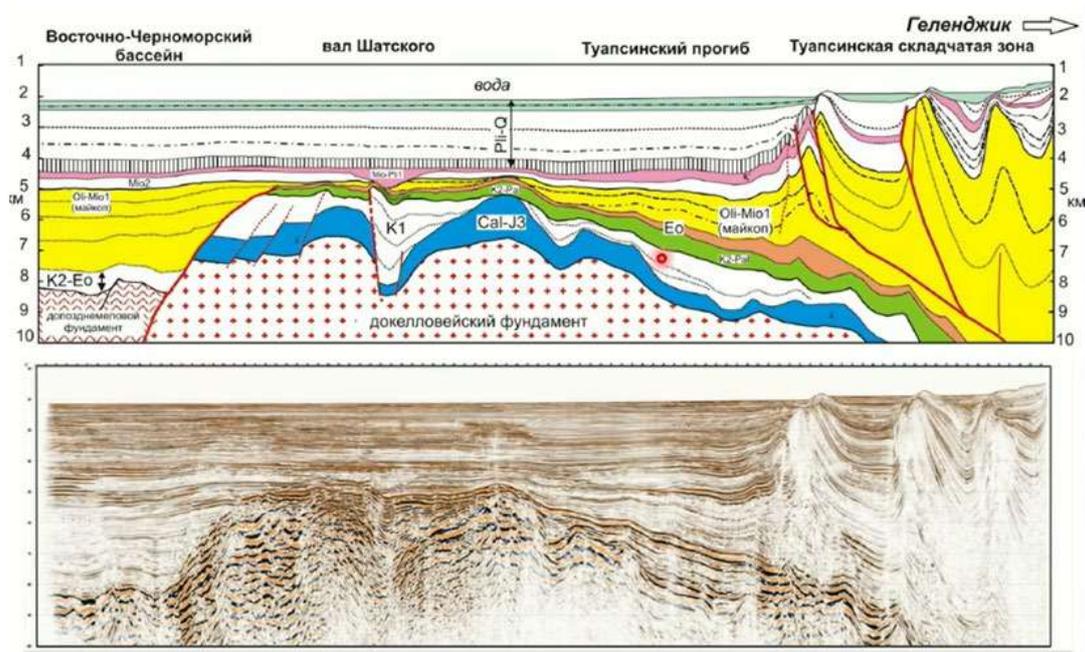


Рис. 10.39. Разрез краевых зон

10.8. Кавказская складчатая область

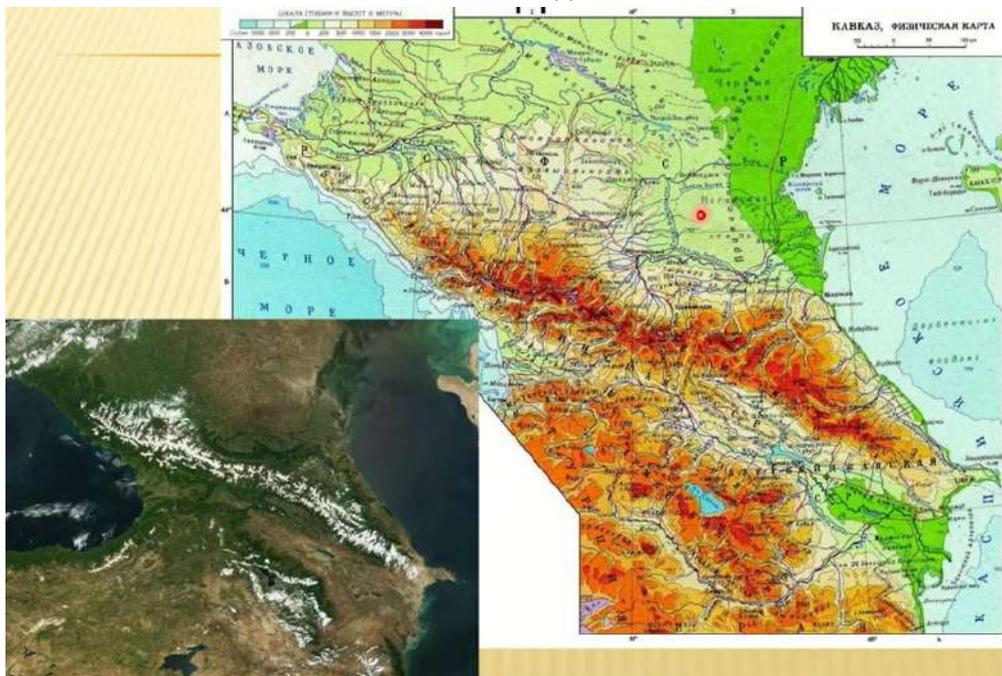


Рис. 10.40. Кавказская складчатая область

На рис. 10.40 приведено Складчатое сооружение Большого Кавказа. Кавказ - территория России и Закавказских стран: Грузии, Азербайджана и Армении (рис. 10.41).

Представлено два складчатых сооружения: Большой Кавказ и Малый Кавказ. Большой Кавказ, в основном, расположен на территории России, частично Грузии и Азербайджана.

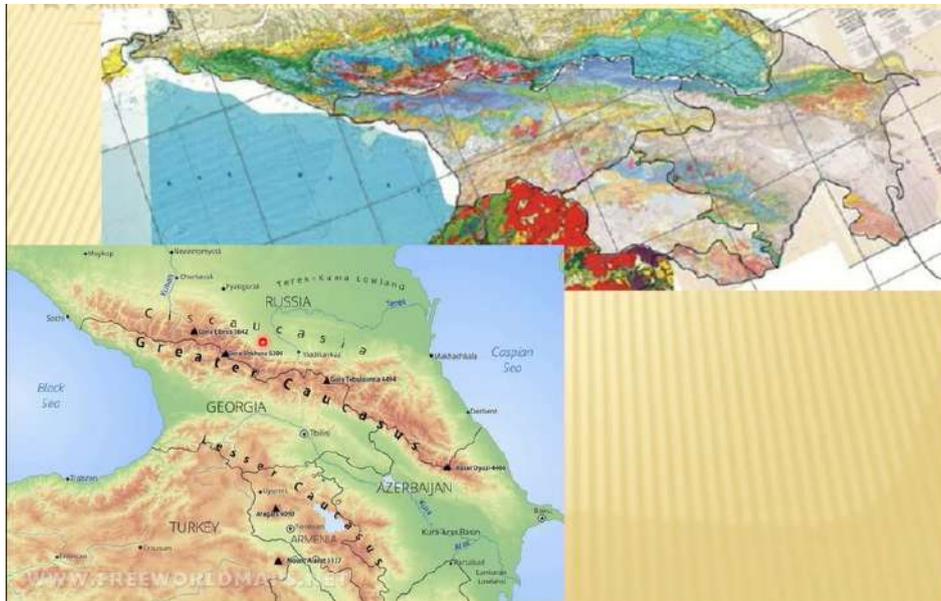


Рис. 10.41. Физическая карта Кавказа

Россия – Северный Кавказ



Рис. 10.42. Северный Кавказ

На рис. 10.42 приведена геологическая карта Северного Кавказа. Складчатое сооружение Кавказа выходит на поверхность, толщи докембрий-кайнозой.

В южной части Скифской плиты, с которой проходит граница (Скифская плита сложена четвертичными отложениями) проходит зона Предкавказских прогибов.

Кавказ – Альпийская складчатая область

На рис. 10.43 видно, что в составе Альпийского складчатого пояса юрские отложения залегают на разновозрастных образованиях (триас, палеозой, карбон). Наблюдается угловое несогласие.

Юрские отложения по всей протяженности территории перекрываются меловыми толщами. Меловые отложения перекрываются палеогеном.

Более молодые образования развиты по периферии складчатого сооружения – наложенные на скифскую плиту Предкавказские прогибы, Закавказские впадины.

По распределению разновозрастных комплексов отложений можно сделать вывод о том, что это единая структура антиклинального типа – мегаантиклинорий, имеющий ядро, в котором наблюдается выход доюрских пород, осевую зону и северное и южное крыло.

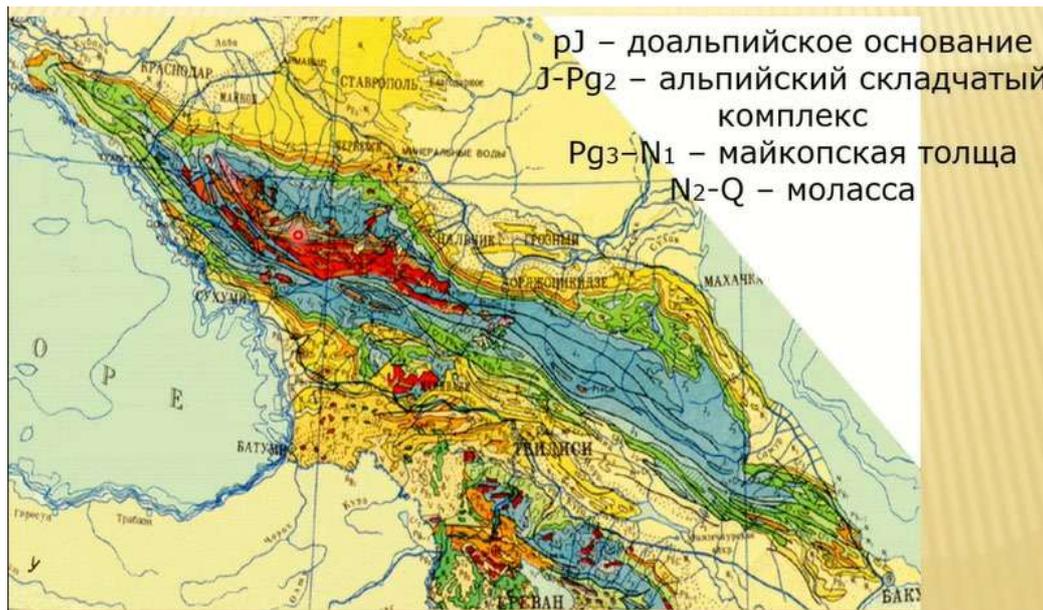


Рис. 10.43. Альпийская складчатая область

Тектоническое районирование

На рис. 10.44 представлено тектоническое районирование Большого Кавказа, в ходе которого были выделены:

- Предкавказские краевые прогибы

- Складчатое сооружение Большого Кавказа: Закавказские межгорные прогибы
- Складчатое сооружение Малого Кавказа
- Средне-Араксинская впадина

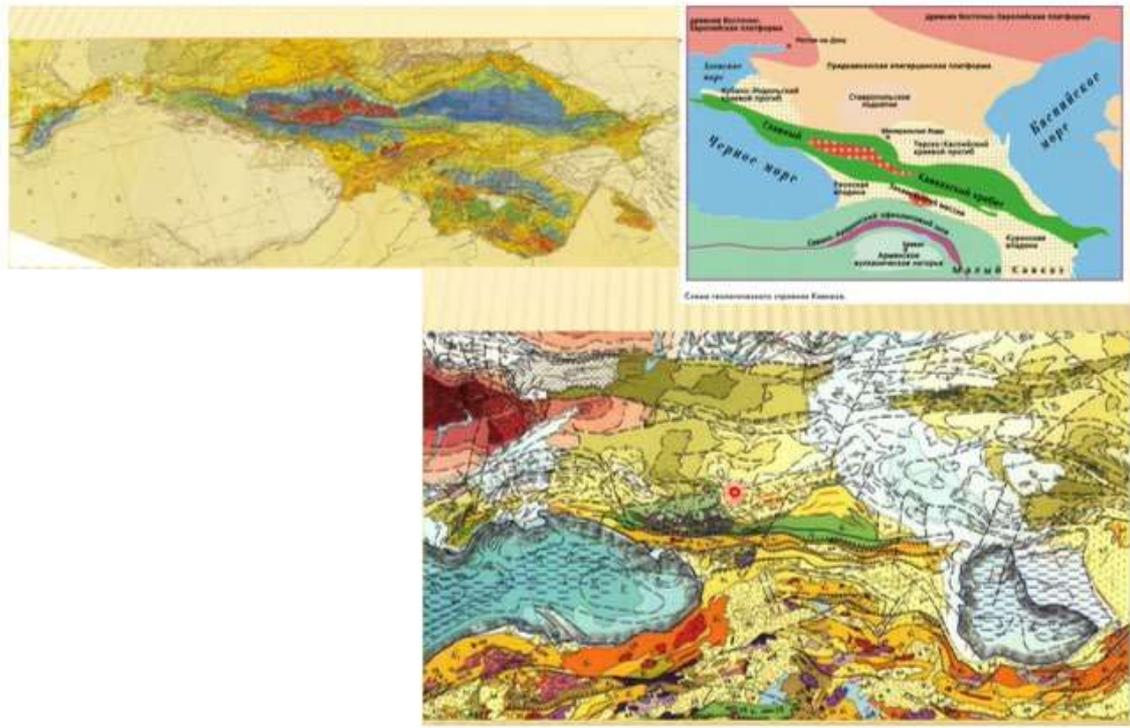


Рис. 10.44. Тектоническое районирование



Рис. 10.45. Большой Кавказ

На схеме, приведенной на рис. 10.45 более детально показано строение Большого Кавказа. Прогибы разделяются поднятиями. В пределах складчатого сооружения Большого Кавказа выделяется северное крыло, включающее часть Скифской плиты и Восточный Кавказ – зону известнякового Дагестана и Чечни. Осевая зона представляет собой главную систему антиклинориев.

Зона южного крыла в стратиграфическом плане является синклинирием – полосой меловых кайнозойских толщ. К юго-западу начинается складчатое сооружение Малого Кавказа.

Большой Кавказ - Мегантиклинорий

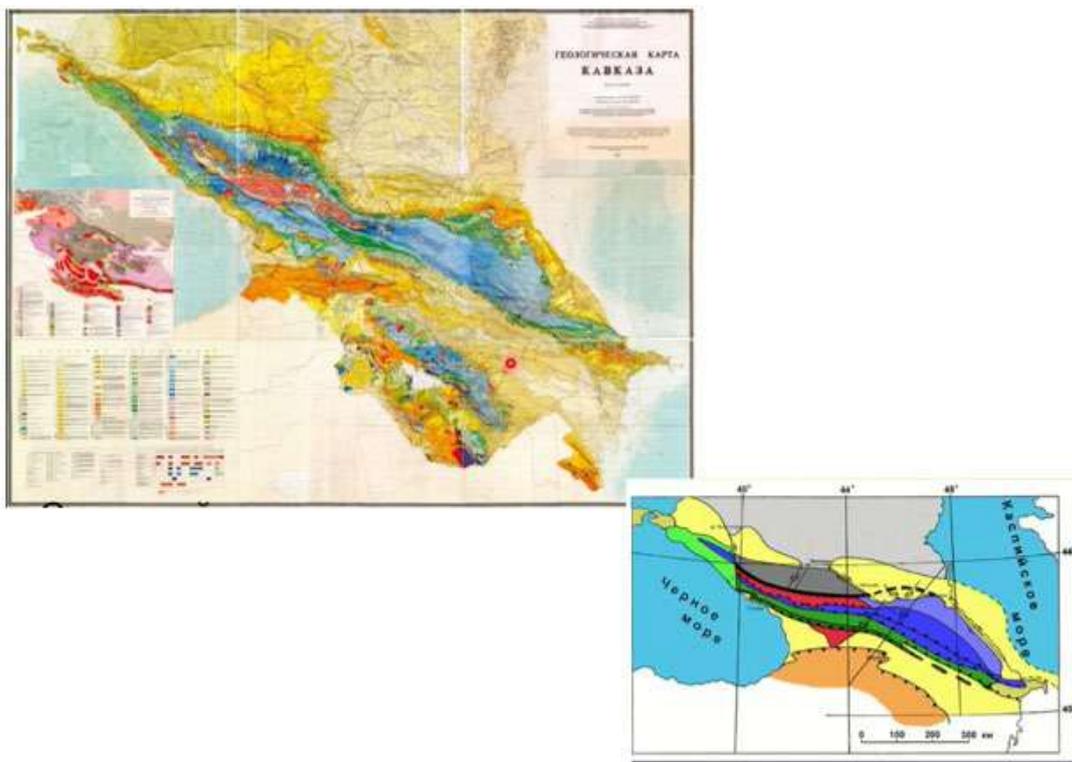


Рис. 10.46. Большой кавказ - Мегантиклинорий

Строение Большого Кавказа приведено на рис. 10.46 и имеет следующий характер:

- 1) Сегменты: Северо-Западный, Центральный, Восточный, Юго-Восточный
- 2) Комплексы:
 - рJ – доальпийское основание
 - JPg 2 – альпийский складчатый комплекс
 - Рдз-N1 – майкопская глинистая толща
 - N2-Q - моласса
- 3) Северный склон: терригенно-карбонатные толщи

- 4) Осевая зона: мощные сланцевые толщи, фрагменты доальпийского фундамента
- 5) Южный склон: терригенно- карбонатный флиш

Предкавказские краевые прогибы - Кубанский и Терско-Каспийский

Кубанский и Терско-Каспийский прогибы разделены Минераловодским выступом (рис. 10.47). На западе – Кубанский, но востоке - Терско-Каспийский. Характерно:

- Pg3-N mk глинистая толща до 5 км (нижняя моласса)
- N2-Q - верхняя грубая моласса

Прогибу имею субгоризонтальную структуру. В Терско-Каспийском прогибе располагаются Терская и Сунженская антиклинали

Минераловодский выступ:

- N1-2 - сокращены по мощности;
- Магматические диапиры N (Бештау, Машук, Змейка; Развалка; Кюкюртли; Джуца)

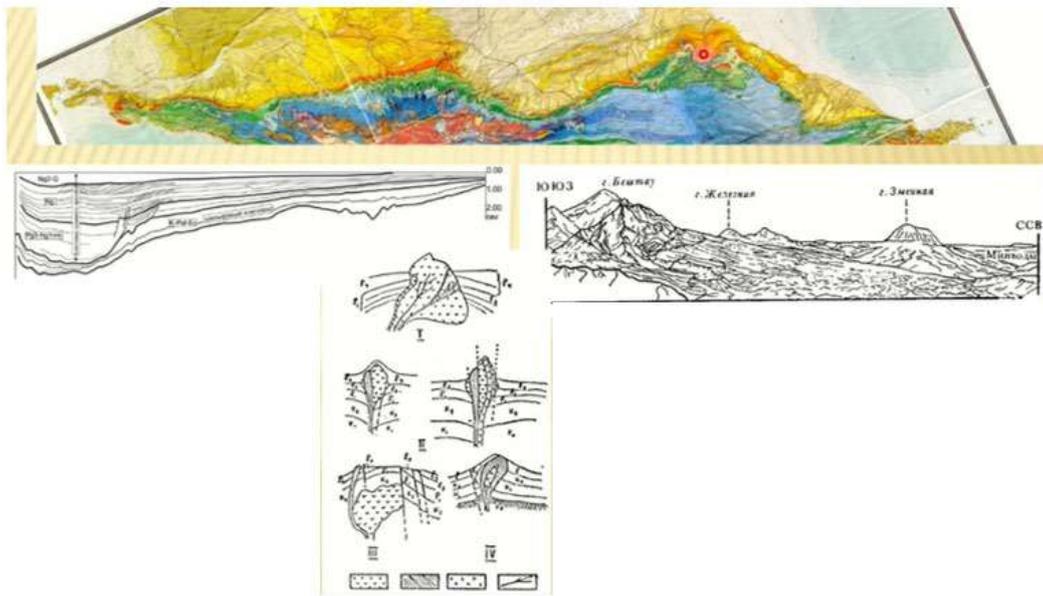


Рис. 10.47. Предкавказские краевые прогибы - Кубанский и Терско-Каспийский

Центральный сегмент

Альпийская структура мегантиклинория:

- Предкавказский краевой прогиб - N-Q моласса;
- Северное крыло мегантиклинория - Северо-Кавказская моноклираль (J-Pg чехол Скифской плиты);

- Ядро - зона Передового и хребта (фундамент Скифской плиты) и зона Главного хребта (древний блок - Магерский микроконтинент)
- Южное крыло - зона Южного склона Большого Кавказа и Северное крыло Закавказского срединного массива
- Куринская межгорная впадина - N-Q моласса;

По альпийскому складчатому комплексу:

Лабино-Малкинская зона - J-Pg (юра-палеоген) – включает чехол южной части Скифской плиты.

Пшекиш-Тырныаузская шовная зона - северная граница глубоководного трога Глубоководный трог БК - J-Pg - глубоководные флишевые отложения: зона Южного склона (восточная часть Новороссийского и западная часть Чиауро-Дибрарского синклиналиев, разделенные Сванетским антиклинорием

Кахетино-Лечхумская зона - южная граница глубоководного трога БК Абхазо-Рачинская (Гагро-Джавская) зона - J2 - вулканогенный комплекс и более молодой чехол северной части Закавказского срединного массива.

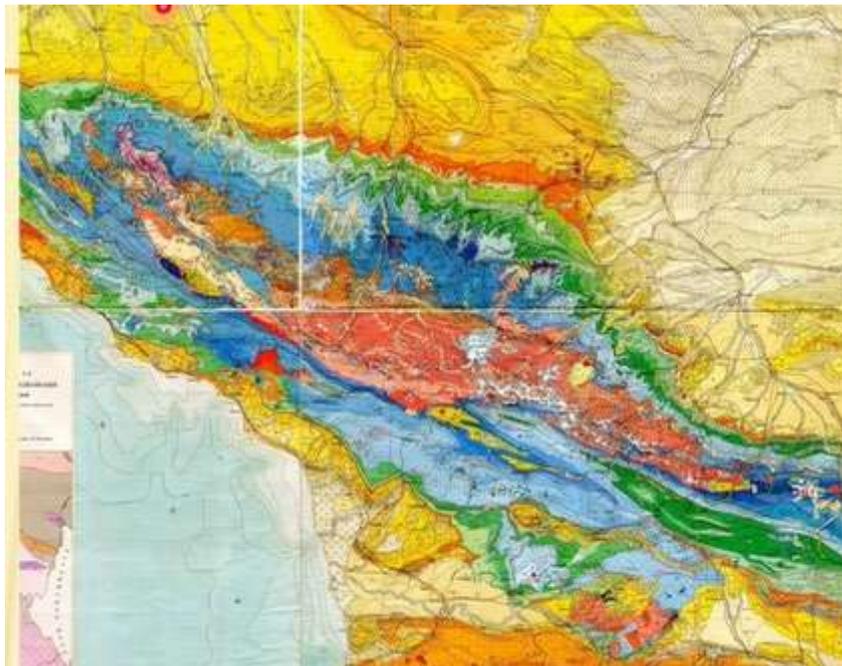


Рис. 10.48. Альпийская структура мегантиклинория. Центральный сегмент

Часть скифской плиты, втянутая в поднятие большого Кавказа, изображена на рис. 10.48.

Лабино-Малкинская зона - южная часть Скифской плиты. Чехол - Северо-Кавказская - моноклираль. Фундамент - зона Передового хребта (PZ офиолиты и островодужные комплексы).

Пшекиш-Тырныаузская шовная зона (на контакте южной части зоны Передового хребта и северной части зоны Главного хребта) – северная граница альпийского трога. Позднеальпийская зона сжатия.

Зона Главного хребта

Зона Главного хребта - основа - древний Макерский микроконтинент, пронизанный PZ3 (герцинскими) гранитоидами (свидетельство субдукции бассейна Передового хребта под микроконтинент). Надвинута на зону Южного склона (рис. 10.48).

Зона Южного склона

Зона Южного склона – зона глубоководных флишевых прогибов трога Большого Кавказа. Сложная складчатая структура южной вергентности - система наклонных и опрокинутых складок и надвигов - свидетельство пододвигания Закавказского массива под край Скифской плиты (рис. 10.49).

Для верхней юры и мела характерны терригенно-карбонатные флишевые отложения. Зона глубоководных флишей интенсивно деформирована, главные деформации связаны с общим закрытием трога. По этой причине в строении Южного Кавказа на зоне южного склона выражена южная вергентность.

Глубоководный трог Большого Кавказа представляет собой систему прогибов, в пределах которой континентальная кора сильно редуцировалась. До формирования офиолитовой ассоциации не дошло.

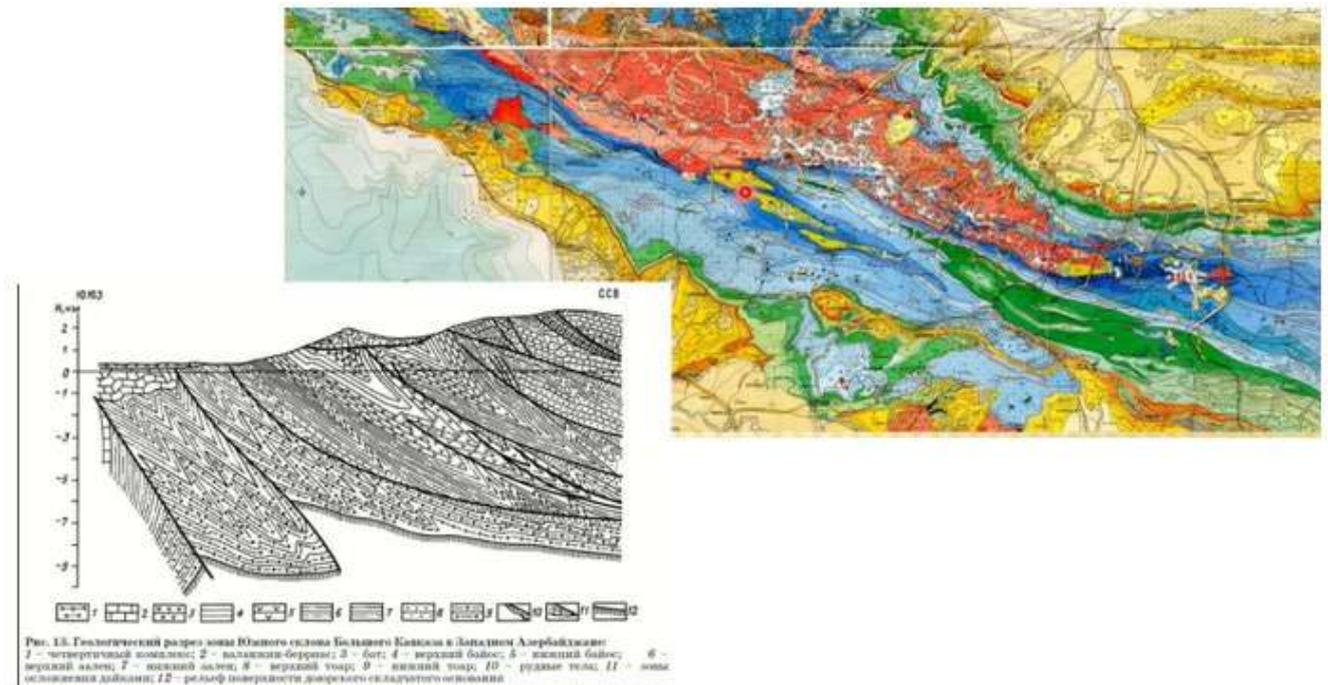


Рис. 10.49. Зона Южного склона

Восточный Кавказ

Северное крыло - зона Известнякового Дагестана и Чечни (аналог Лабино-Малкинской зоны - чехол Скифской плиты) - простые складки, возможно надвигание на Предкавказский краевой прогиб. Представлены преимущественно сланцевые толщи. Представлена простая складчатая структура. Ядро (на рис. 10.50 показано синем цветом) является антиклинорием Восточного Кавказа.

Осевая зона - антиклинорий Восточного Кавказа - глубоководный флиш трога Большого Кавказа - сильно сжатые складки (рис. 10.50).



Рис. 10.50. Восточный Кавказ

Юго-Восточный Кавказ

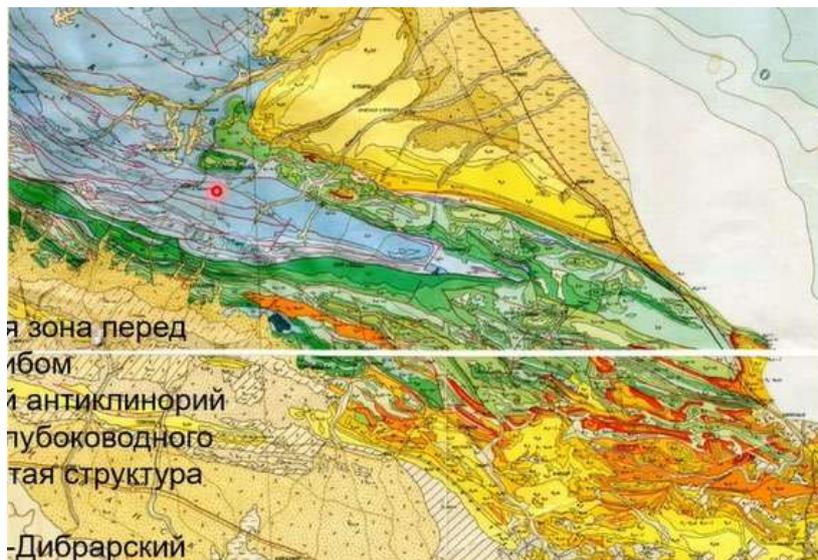


Рис. 10. 51. Юго-Восточный кавказ

Северное крыло - узкая зона перед Терско-Каспийским прогибом. Осевая зона - Тфанский антиклинорий - восточное окончание глубоководного трога - сложная складчатая структура южной вергентности (рис. 10.51).

Южное крыло - Чиауро-Дибрарский синклиниорий - сложная складчатая структура южной вергентности с системой надвигов.

Нижнекуринский межгорный прогиб - частично перекрывает складчатое сооружение.

Северо-Западный Кавказ

Северное крыло представляет собой узкую зону, простирающуюся перед Кубанским прогибом (рис. 10.52).

Осевая зона - Готхский антиклинорий - западное окончание глубоководного трога - сложная складчатая структура южной вергентности

Южное крыло – Новороссийский синклинорий - сложная складчатая структура южной вергентности с системой надвигов

Туапсинский краевой прогиб – на шельфе Черного моря



Рис. 10.52. Северо-Западный кавказ

Закавказские межгорные впадины: Рионская и Куринская

Межгорные впадины представляют собой N-Q молассы (5-8 км), наложенные на Закавказский срединный массив (рис. 10.53).

Домезозойский фундамент массива выходит в Дзирульском выступе (Д) - метаморфиты PR2 (байкалиды), PZ комплексы прорваны PZ3 гранитоидами (герцинский комплекс). Присутствуют офиолиты.

MZ-KZ1 установлен не повсеместно из-за значительной мощности N-Q моласс. По периферии молассы деформированы.

Наиболее интенсивные складчатые деформации проявились в Ширакско-Аджиноурской (ША) зоне Куринской впадины, где развиты выраженные в рельефе протяженные линейные складки. Их рост продолжался в позднем плиоцене-плейстоцене.

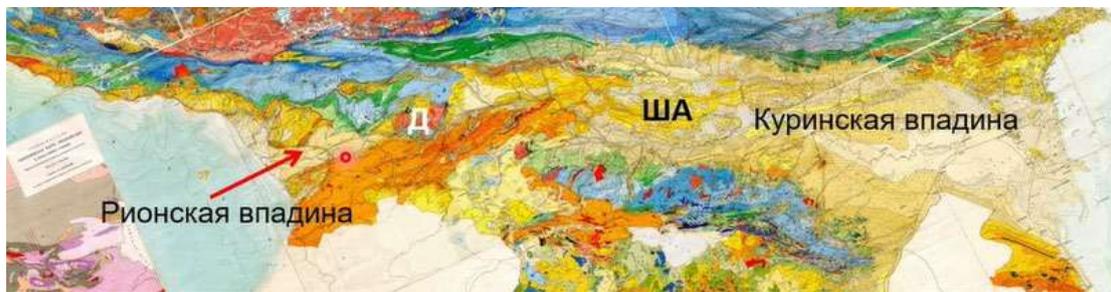


Рис. 10.53. Закавказские межгорные впадины: Рионская и Куринская

На рис. 10.54 приведена общая система структур – Тектоническая схема района Кавказа.

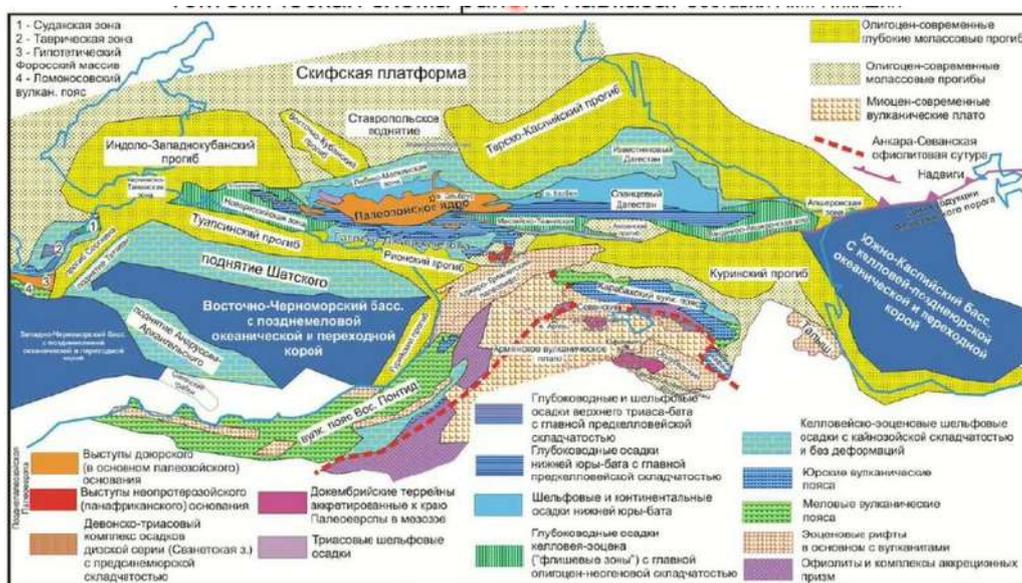


Рис. 10.54. Тектоническая схема района Кавказ

Лекция 11. Средиземноморский подвижный пояс

Рассмотрим складчатое сооружение Малого Кавказа. Альпийские сооружения Малого и Большого Кавказа разделены межгорными впадинами (рис. 11.1). Фундамент этой зоны – это метаморфические древние комплексы.



Рис. 11.1. Зона Кавказских межгорных впадин

11.1. Складчатое сооружение Малого Кавказа

На рисунке 11.2 показана система синклиналий (*K-Pg*, *J* офиолиты) и антиклинорий (*PZ-J*) с преобладанием вулканогенно-осадочных толщ (характерно развитие вулканических поясов разного происхождения) и обширный плащ континентальных *N-Q* вулканитов.



Рис. 11.2. Система синклиналий и антиклинорий Малого Кавказа
Складчатое сооружение Малого Кавказа

Складчатое сооружение Малого Кавказа характеризуется преобладанием мезокайнозойских отложений (рис. 11.3). Кайнозойские отложения слагают структуры синклинорного типа, а домеловые, юрские и более древние отложения составляют структуры антиклинорного типа.

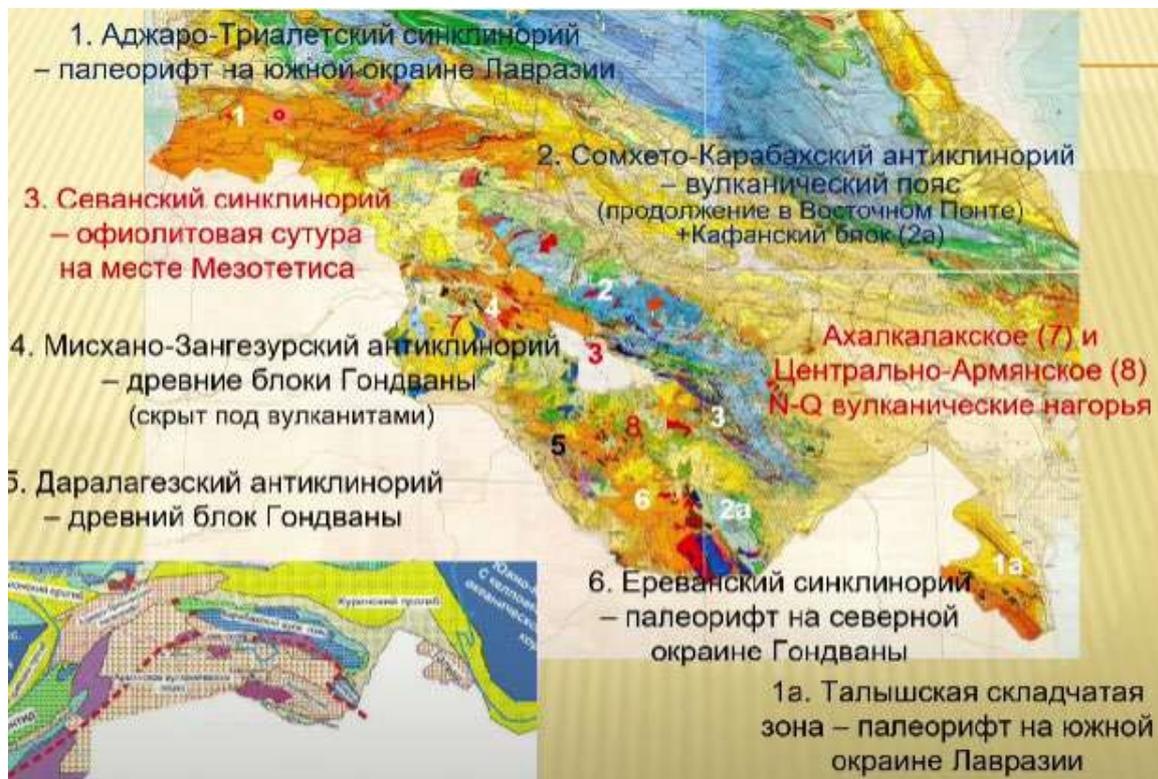


Рис. 11.3. Система синклинориев и антиклинориев Малого Кавказа

Северная мегазона – Активная окраина Лавразии

На Малом Кавказе хорошо выражена структура – офиолитовая сутура на месте закрывшегося океанического бассейна Палеотетиса.

На карте (рис. 11.4 показаны вулканические пояса (подвиг коры Мезотетиса под южную окраину Лавразии): Сомхето-Карабахские (продолжение в Восточном Понте (на ЮЗ) и в Кафанском блоке (на ЮВ)) (Понтийско-Закавказский вулканический пояс).

Разрез:

J_1 – терригенно-глинистая толща.

$J_{2b-bt} - \alpha, \beta$ (3 км) + γJ_2 ;

J_3 – известняки с α ;

K – терригенные образования;

Pg_{1-2} – контрастные вулканиты ($\beta \rightarrow \alpha \rightarrow \zeta$) – вулканический пояс.

Pg_2 – складчатость.



Рис. 11.4. Система синклинориев и антиклинориев Малого Кавказа

Севано-Акеринский шов – офиолитовая сутура на месте мезотетиса

Структура шва: севанский синклинорий (частично перекрыт $N-Q$ вулканитами) – сильно сжатая зона с масштабным выжиманием офиолитовых комплексов, с их шарьированием, т.е. формированием покровов.

Разрез:

J – Мезотетис – офиолитовый комплекс.

K_2 – шарьирование на соседние структуры (офиолитовые аллохтоны в Сомхето-Карабахском, Мисхано-Зангезурской антиклинориях, Вединский аллохтон).

K_2 – известняки.

Pg – флиш с α , ζ .

Южная мегазона

Южная мегазона (рис. 11.4) – коллаж террейнов с фрагментами коры Гондваны и островодужными комплексами

Блоки древней коры Гондваны:

- 4 – Мисхано-Зангезурской антиклинорий:

PR_2-PZ_{1-2} метаморфиты комплекса основания (выступ).

D_2-C_1 , $P-T$ – карбонатный чехол.

- 5 – Даралагезский антиклинорий:

DT – карбонатный чехол.

Блоки деформированы и нарушены надвигами совместно с K_2-Pg комплексами соседних прогибов. Характерно наличие островодужной системы.

- 6 – Ереванский синклиорий:
 K_2 - Pg_2 – вулканогенно-осадочная толща.
 σ – Веденский фиолетовый аллохтон (K_2).
Гранитоидный батолит γPg_3 .



Рис. 11.5. Южная мегазона

- Ахалкалакское (Ах) и Центрально-Армянское (ЦА) вулканические нагорья (плато) (рис. 11.5). Континентальный вулканизм.

Многочисленные $N-Q$ вулканические постройки, покровы андезитов и базальтов. Вулканизм происходит в наиболее узкой зоне пояса против Аравийского выступа. Перекрывают более древние комплексы с угловым несогласием.



Рис. 11.6. Ахалкалакское (Ах) и Центрально-Армянское (ЦА) вулканические нагорья (плато)

Транскавказское поперечное поднятие

На рисунке 11.7 показана Аравийская плита. На Большом Кавказе также существовал вулканизм и известны такие структуры, как Эльбрус, Казбек и др (рис. 11.6). Минераловодский выступ – магматические диапиры.

Позднекайнозойский вулканизм:

- Эльбрус, Казбек – $\lambda, \zeta, \alpha N_2^3 - Q$
 - Тырныауз – граниты γN^3
 - Чегемская вулканическая депрессия – λN_2^3
 - Дзирульский выступ
 - Ц – Армянское и Ахапкапакское вулканические нагорья: $N_1^3 - N_2^1; \alpha\beta N_2^2;$
- $\alpha\beta (\lambda) Q$
- N_2^{1-2} – поднятие на М.Кавказе.

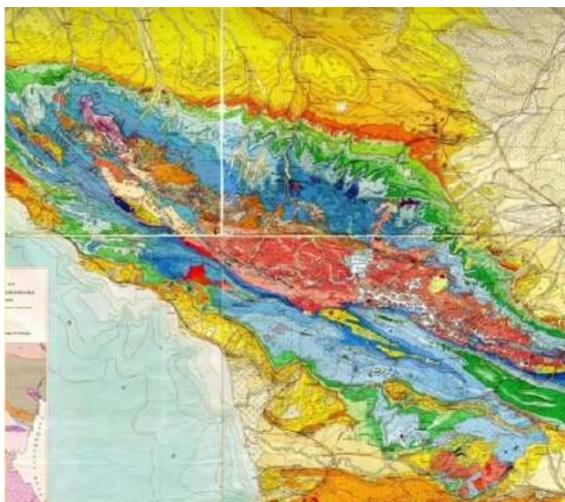


Рис. 11.7. Большой Кавказ (структуры Эльбруса, Казбека и др.)

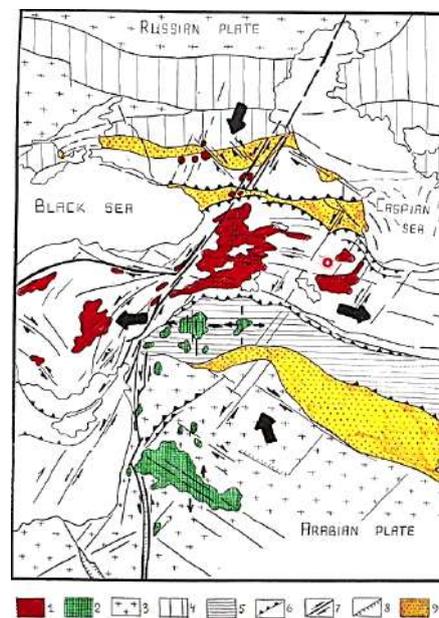


Рис. 11.8. Аравийская плита

На рисунке 11.8 представлена схема, которая показывает современное тектоническое районирование района и содержит все тектонические структуры.

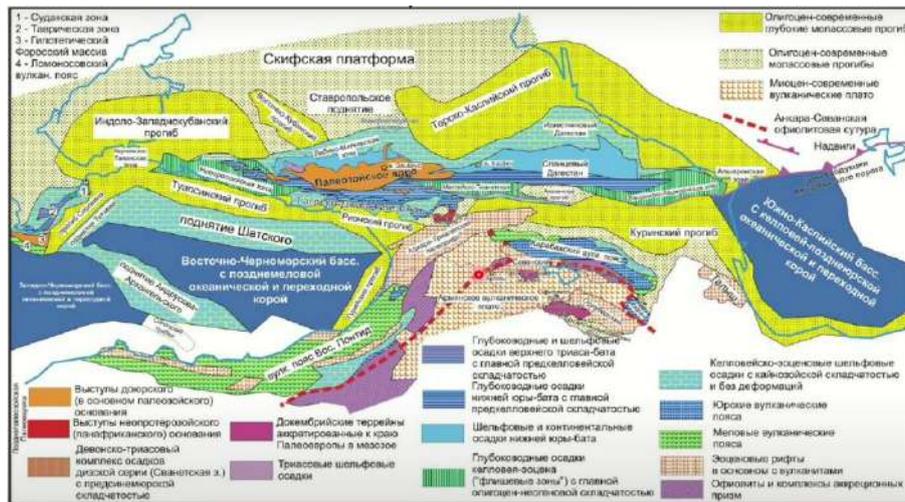


Рис. 11.9. Тектоническая схема района Кавказа

На рисунке 11.9 показана более масштабная карта с расположением складчатых сооружений Большого Кавказа, который можно рассматривать как деформированный задуговой бассейн.

Завершающая коллизионная ситуация: закрытие Тетиса при погружении коры под континентальную окраину Евразии. Коллизия привела к столкновению пассивной окраины Гондваны и активной окраины Лавразии.



Рис. 11.10. Альпийская структура Черноморского региона
Современная сейсмичность

Кавказская область – сейсмически активная зона (рис. 11.10). До сих пор продолжают активные процессы (землетрясения).

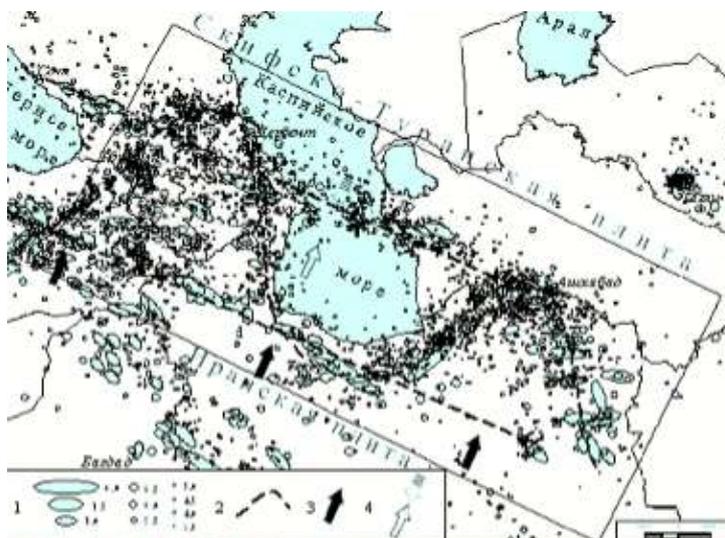


Рис. 11.11. Карта сейсмичности

11.2. История геологического развития кавказского региона

Три этапа развития Большого Кавказа, соответствующие трем геотектоническим циклам развития Средиземноморского подвижного пояса:

- Байкальский – история развития Прототетиса. Структуры: ядра Большого Кавказа, Дзирульский выступ (офиолиты), блоки (выступы) Мисхано-Зангезурской антиклинория (настоящего спрединга, вероятно, не было – это была часть суперконтинента Родиния)
- Герцинский – история развития Палеотетиса. Обширный спрединговый бассейн (распад Родинии). В *D* субдукция литосферы под южную окраину Лавразии. Структуры: зона Передового хребта, Скифский ороген. Корни покровов – Пшекиш-Тырныаузская зона. Зона Передового хребта - окраинный глубоководный бассейн. В конце *PZ* коллизия окраины Лавразии с Гондваной, становление Скифского орогена, гранитоиды. Это время замыкания океана Палеотетис и образование позднепалеозойской (Вегенеровской) Пангеи.

Альпийский этап – история развития мезотетиса. Заложение трога большого кавказа

Начало этапа в *J₁* (Тз?) – раскрытие северной ветви океана Тетис (Зангезурская офиолитовая сутура Малого Кавказа).

Севернее – пассивная континентальная окраина Евразии, на которой возник рифтогенный прогиб с утоненной континентальной корой – отрог Большого Кавказа, разделивший Скифскую плиту и зону Закавказских массив.

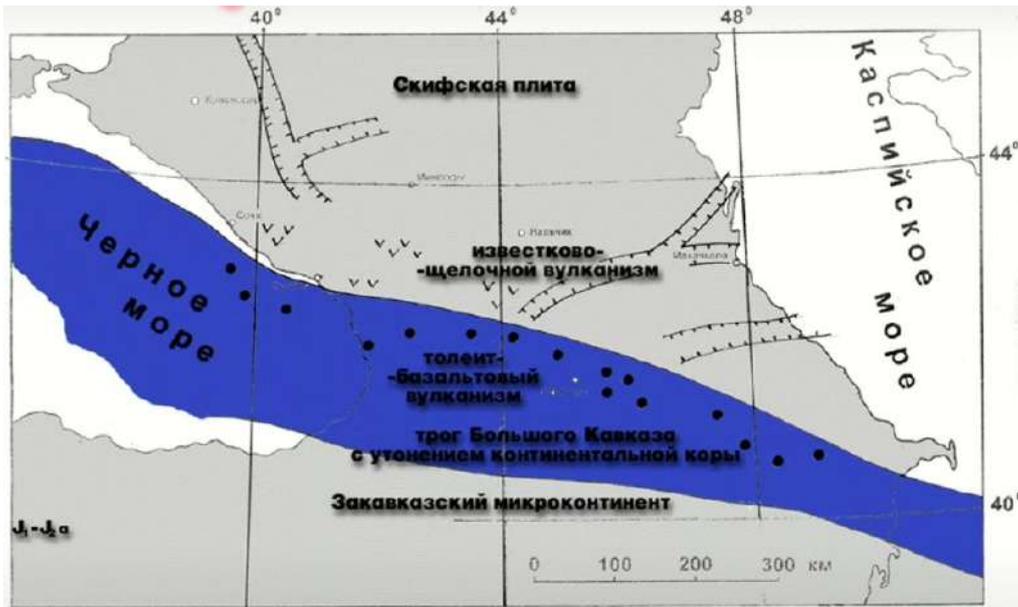


Рис. 11.12. Альпийский этап J_1 - J_2

В байосе началась субдукция литосферы Тетиса с формированием Понтийско-Закавказского вулканического пояса. Вулканическая активность продолжалась J_2 - K_2 . В K_2 северный дрейф гондванских микроконтинентов привел к замыканию малокавказской ветви океана Тетис (с оформлением Севано-Акеринской офиолитовой сутуры).

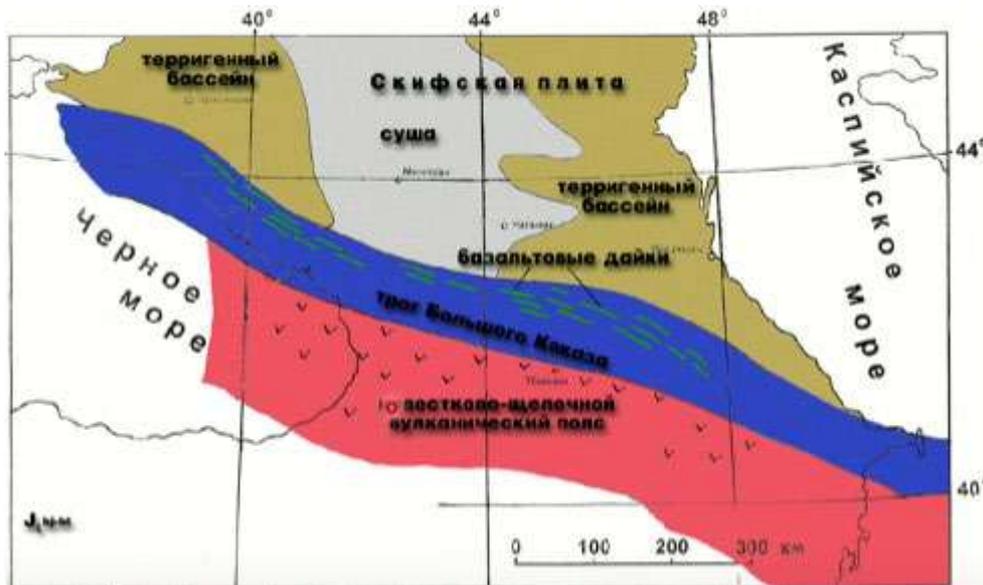


Рис. 11.13. Развитие мезотетиса J_2

На поздне-юрском и ранне-меловом этапах формируются интересные типы разрезов (рис. 11.13).

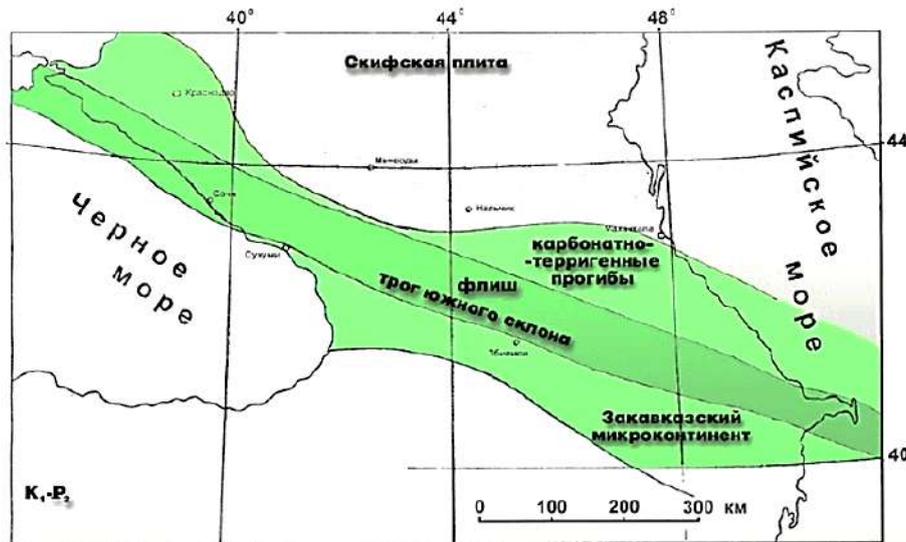


Рис. 11.14. Развитие мезотетиса К1-Р2

Формирование Кавказа

В K_2-Pg_2 волна деформации передавалась на север и в конце эоцена распространилась на территорию Большого Кавказа. С Pg_3 в условиях северного перемещения Закавказского массива на Большой Кавказ началась орогенная стадия со становлением современной складчато-надвиговой структуры, ростом и расширением горного сооружения, сопровождаемого накоплением молассы в сопредельных прогибах.

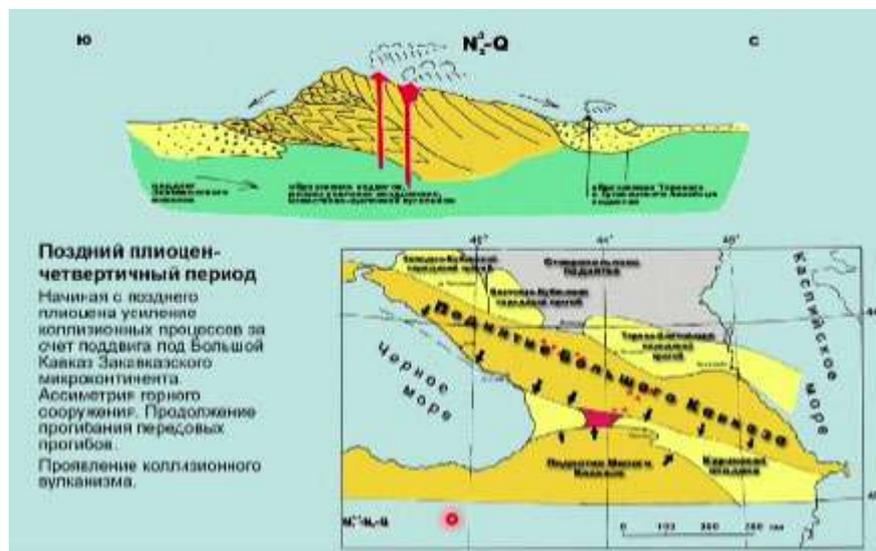


Рис. 11.15. Схема формирования Кавказа

11.3. Закаспийский регион

Закаспийский регион (рис. 11.15) – это территория Таджикистана, Киргизии, Узбекистана, Туркменистана и др.

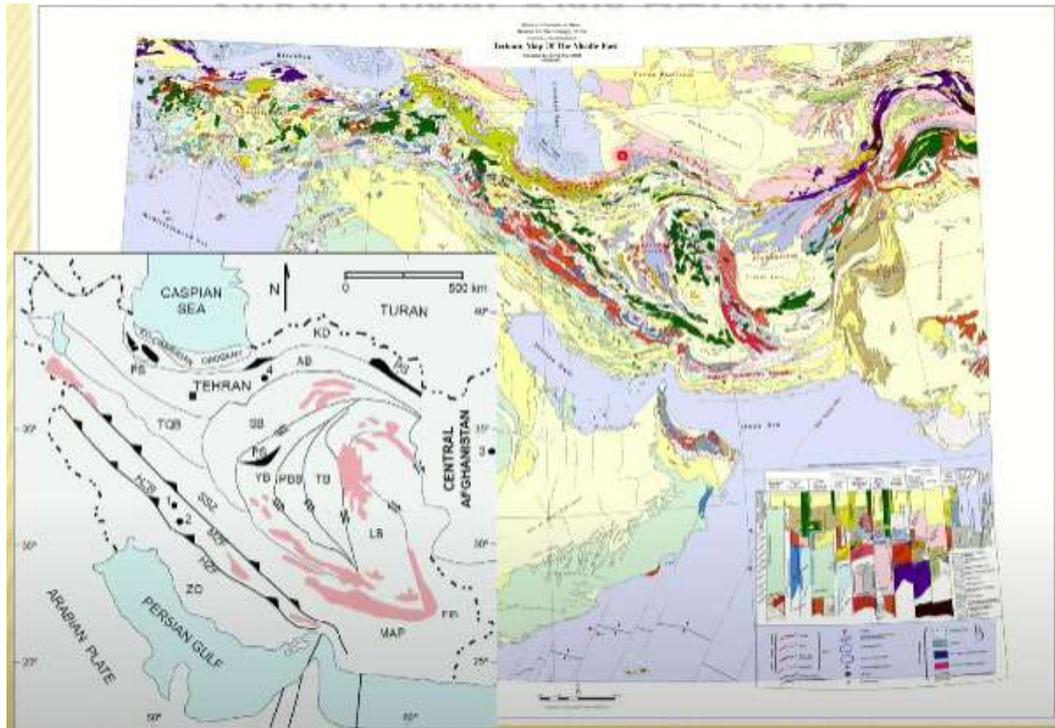


Рис. 11.16. Геологическая карта Закаспийского региона

Копетдаг

На Копетдаге преобладают выходы на поверхность комплексов мелового возраста (рис. 11.16), обрамление – палеогеновые отложения. Выходы окружены неоген-четвертичными образованиями (Южно-Туранская плита, Западно-Туркменская межгорная впадина).

Складчатое сооружение Копетдага имеет своеобразное строение – расходится веерообразными складками.

Разрез на севере: *J-Pg* терригенно-карбонатные толщи 8-10 км, несогласно залегают на *V-Kim1* фундаменте (Туранская плита).

Разрез на юге:

- метаморфиты *D-P* с *of* – реликты Палеотетиса. Южный разлом – *T* сутура между герцинидами Туранского блока и байкалидами Центрально-Иранской микроплиты (Гондвана).
- *T1-2* – терригенный, с прослоями известняков и основных вулканитов с интрузиями габброидов – деформирован (рифтогенез)
- *J-Pg* – терригенно-карбонатный – деформирован.

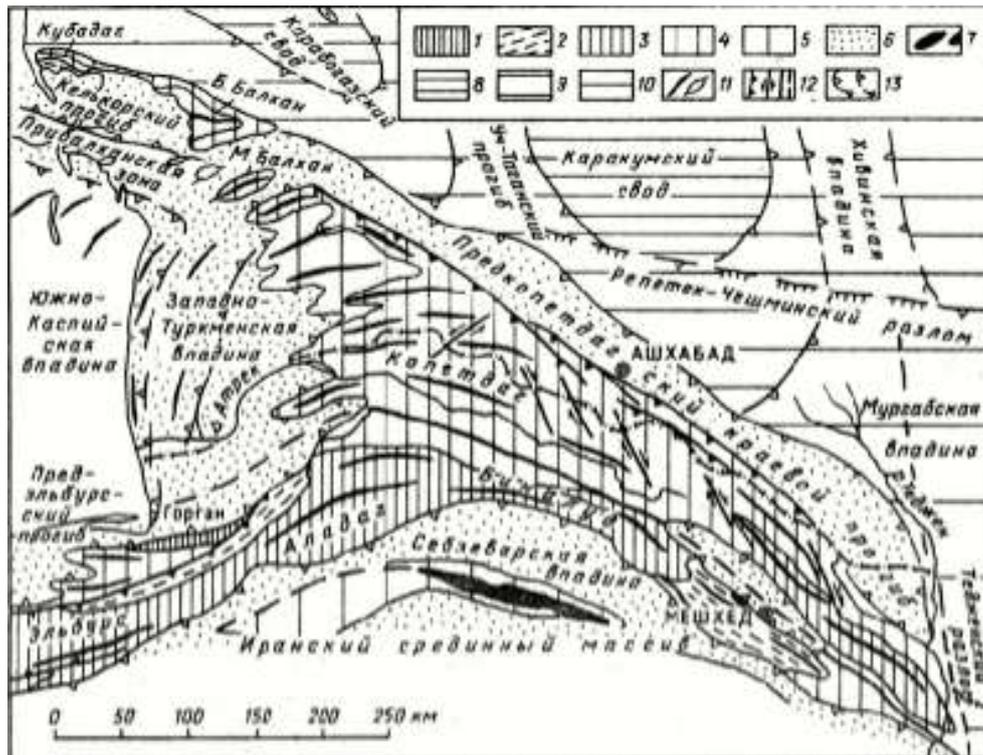


Рис. 11.17. Схема тектонического строения альпийских складчатых структур Туркмении и смежных с ними зон: 1-7 – альпийский складчатый пояс: 1 – выступы докембрийского основания; 2 – складчатые зоны, сложенные палеозоем; 3 – тоже, триасом и юрой; 4 – тоже, мелом; 5 – тоже, палеогеном; 6 – краевые прогибы, межгорные впадины и зоны поперечного погружения мегантиклинорий, выполненные неоген-четвертичными молассаами; 7 – палеозойские и мезозойские офиолиты; 8-10 – Южно-Туранская плита: 8 – своды; 9 – крылья сводов и впадин; 10 – впадины и прогибы; 11 – линейные и брахиморфные антиклинали; 12 – разломы типа надвигов, сдвигов, без разделения и погребенные; 13 – контуры впадин и поднятий в плитном чехле и молассовом комплексе

Южно-Каспийская впадина

Характеристика:

- Океаническая кора, мощный осадочный комплекс (25 км: 5-6 км N2-Q отложения; 5 км PgN 1).
- Общий стратиграфический объем не ясен. Грязевой вулканизм.
- Нефтяные месторождения.
- Происхождение: наиболее вероятен KZ задуговой спрединг.
- Возможно зона KZ растяжения наследовала зону J Кавказского бассейна.

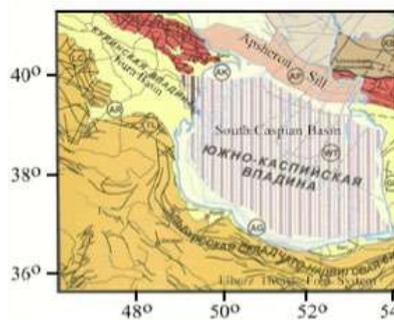


Рис. 11.18. Южно-Каспийская впадина на тектонической карте

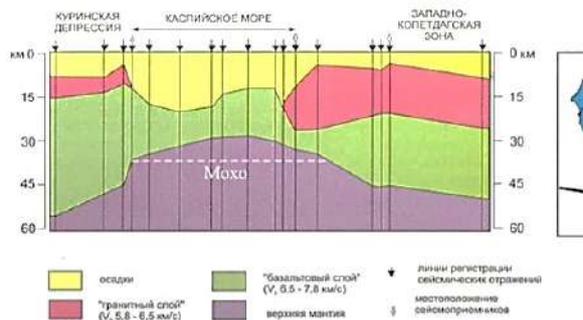


Рис. 11.19. Геологическое строение Южно-Каспийской впадины

Памир

На рисунке 11.19 показана карта с расположением складчатой структуры *Памир*.



Рис. 11.20. Структуры Памира

Северный Памир

Северный Памир входит в Герцино-древнекиммерийскую (*Var-Kim1*) зону.

Блоки *pSt* фундамента, *PZ* и *T* вулканогенно-осадочные толщи, прорванные *S₂₋₃* и *P-T* гранитоидами- *PZ₃* (герцинская) и *P-T* (древнекиммерийская) активная окраина Лавразии

По Дарваз-Каракульскому разлому надвинута на впадину Алайской долины и Предпамирский прогиб (на север)

Зоны: Калайхумбская (*of*), Каракульская и Дарваз-Сарыкольская

Центральный Памир

Деформированный шельф Гондванского происхождения. Зажат между Северным Памиром и Рушанско-Пшартской зоной встречными надвигами. Характерна сложная покровная тектоника.

Автохтон: *pCm-Cm* фундамент и *PZ-Pg* чехол. Аллохтон: дисгармоничные складки по шельфовым терригенно-карбонатным отложениям *PZ-T*; несогласно залегают *Pg* моласса (также дислоцирована). Покровы смещались на юг, корни скрыты под северным пограничным надвигом. Характерен *Pg3-N*, вулканизм, известны *KZ* гранитоиды.

Рушанско-Пшартская зона

Характеристики:

- Зона замыкания Мезотетиса
- Узкая (20 км) шовная зона между Центральным и Южным Памиром.
- *C-P1* – терригенная толща, *P2-T* – терригенно-карбонатная толща с радиоляритами и базальтами (спилитами) (Мезотетис), *J* – (несогласно) кремнистые-граувакково-олистостромовая толща (олистолиты *PZ* известняков), *K1* – (не согласно) пестроцветная моласса
- Офиолиты выходят на поверхность небольшими фрагментами на юге зоны.

Юго-Западный Памир

Континентальная кора Бадахшанского микроконтинента Гондваны (выступ) – *AR-PR*, метаморфические породы, гипербазиты, гранитоиды.

PZ3-T – (трансгрессивно) терригенные отложения.

MZ-KZ плутоны гранитоидов (*Kim1*, *Kim2*, *Alp*). Шугнанский батолит *Pg3-N1* – коллизионные гранитоиды

Зона Юго-Западного Памира надвинута к югу на зону Восточного Гиндукуша.

Юго-Восточный Памир

Юго-Восточный Памир представляет собой континентальный склон и подножье Бадахшанского массива (продолжение - в Каракоруме).

Разрез: *C-P1* – терригенные толщи; *P2-T* – кремнисто-карбонатные толщи (рифтогенез); *T3* – терригенный флиш. На рубеже *T/O* – деформации. *J* – карбонаты. *K* – поднятия и накопление грубой молассы. *K2-KZ* – формирование многофазного Центрально-Каракорумского гранитного батолита.

Геодинамика

Памиро-Пенджабский синтаксис характеризуется наиболее высоким и тектонически активным сегмент СМП и включает Восточный Гиндукуш, Памир, Каракорум, Гималаи. Образован путем столкновения Индийской и Евразийской

литосферных плит в конце Pg_2 . На западе Памиро-Афганский левый сдвиг (амплитуда >200 км), на востоке Памиро-Каракорумский правый сдвиг (амплитуда >300 км).

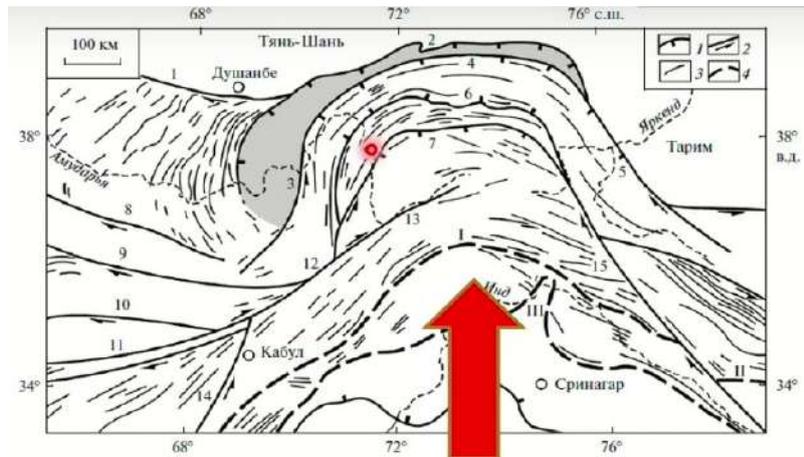


Рис. 11.21. Структурный план Памир-Пенджабского синтаксиса. Внешняя зона Тянь-Шаня тонирована, реки показаны пунктиром 1 – надвижки; 2 – сдвиги; 3 – осевые линии складок; 4 – океанические сутуры Шико (I) и Бангонг (II) мелового возраста, Инд-Цангпо (III) палеогенового возраста. Разломы: 1 – Южно-Гиссарский, 2 – Вахш-Заалайский, 3 – Дарвазский, 4 – Каракульский, 5 – Мамукский, 6 – Танымаский, 7 - Рушан-Пшартский, 8 – Альбус-Мормульский, 9 – Андарабский, 10 – Банди туркестанский, 11 – Герирудский (Гератский), 12 – Зеба-Мунджанский, 13 – Пандшерский, 14 – Чаманский, 15 – Памир-Каракорумский

На рисунке 11.21 показана схема формирования структурных дуг при внедрении жесткого тела в пластичную массу.

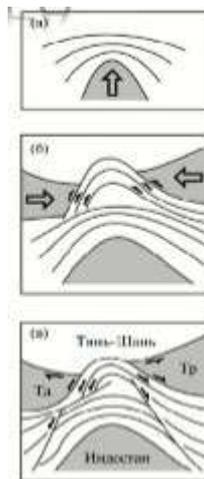


Рис. 11.22. Схемы (в плане) формирования структурных дуг при внедрении жесткого тела в пластичную массу (а) и при сближении фланговых жестких

массивов (б); (в) схема Памир Пенджабского синтаксиса. Массивы: Тд -
Таджикский, Тр - Таримский

Эволюция Копетдагской-Памирского сегмента СМПП

Северный Мезотетис: Эльбурс, Аладаг-Биналуд (Хорасанская система),
Гиндукуш, Центральный Памир).

Хронология:

- *K* – субдукция, ларамийская складчатость, в тылу вулканические пояса и рифтогенез.
- *Pg* – коллизия, формирование альпийских складчато-надвиговых систем (субдукция перемещается к югу (район Загроса)), на севере надсубдукционный вулканизм.
- *Конец Pg* – континентальная коллизия: формирование моласс, контрастного рельефа, разрывно-складчатых деформаций. В этот момент происходили максимальные деформации напротив выступающих блоков Гондваны.

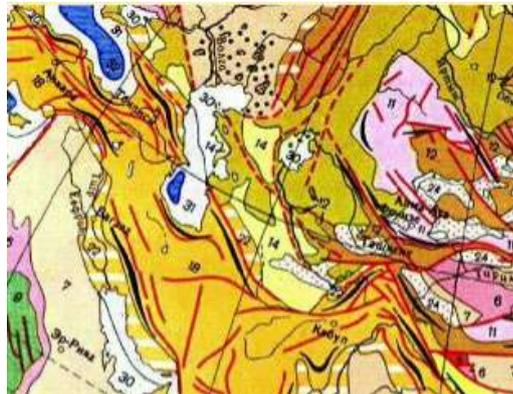


Рис. 11.23. Структуры Копетдагского-Памирского сегмента

Лекция 12. Геотектонические эпохи. Суперконтиненты

12.1. Главные структуры континентов

Типизация структурных элементов земной коры опирается на представления о характере современной структуры земной коры и особенностях тектонического развития региона в неоген (PR₂-PH) – 1,6 млрд. По этим признакам выделяют:

- древние платформы (кратоны) – относительно стабильные в неогее области, обладающие доверхнепротерозойским фундаментом.
- подвижные (складчатые) пояса – мобильные в неогее области, состоящие из разновозрастных складчатых систем: байкалид, каледонид, герцинид, киммерид, альпид.
- байкалиды некоторые исследователи выделяют в особый переходный тип структур – *метаплатформенные области*.

Главные структуры Северной Евразии

Главные структуры Северной Евразии разделяются на:

- Древние платформы: фундамент AR-PR₁, чехол PR₂-KZ.
- Складчатые пояса (разновозрастные складчатые системы (фундамент) и молодые плиты (с перекрывающими фундамент чехлами)): байкалиды PR₂/PZ-KZ; каледониды PZ₁/PS₂-KZ; герциниды PZ₂/MZ-KZ; киммериды MZ/KZ; альпиды KZ₁/KZ₂).

12.2. Эпохи складчатости

На рисунке 12.1 представлены общепринятые эпохи складчатости. Динамика развития складчатостей – сложная, в результате чего этапы складчатостей подразделяются на ранние и поздние этапы.

Возраст, млн лет	Метаэтапы		Этапы		Стадии	
	название	индекс возраста и пьестовой фазы	название	индекс возраста и пьестовой фазы	название	индекс возраста и пьестовой фазы
99,6-0	Мезозойско-кайнозойский	MZ-KZ	Альпийско-тихоокеанский (океаномезозойско-кайнозойский)	K ₁ -Q	Подкайнозойская* (неотектоническая)	P ₁ -Q
251-99,6			Подмезозойский (позднекайнозойский)	J ₁ -K ₁ (MZ ₁)	Раннекайнозойская	P ₁ -P ₁ ¹
			Раннемеозойский (раннекайнозойский)	T ₁ -J ₁ (MZ ₂)	Подмезозойская	K ₁
417-251	Палеозойский	PZ	Подварисинский (подкаледонский) (позднегерцинский)	C ₁ -P ₁ (PZ ₁)	Ранне-подкаледонская	P ₁ ar-P ₁
			Ранневарисинский (среднепалеозойский) (раннегерцинский)	S ₁ p ₁ -C ₁ b (PZ ₂)	Среднекаменноугольно-ранневарисинская	C ₁ ar-P ₁ se
			Каледонский (раннепалеозойский)	C ₁ -T ₁ -S ₁ p ₁ (PZ ₃)	Ранне-среднекаменноугольная	C ₁ ar-C ₁ b
520-417					Подкаледонско-раннекаменноугольная	D ₁ J ₁ -C ₁ t
					Подкаледонско-подкаледонская	S ₁ p ₁ -D ₁ J ₁
680-520	Неопротерозойский	PR ₁	Подбайкальский (подгерцино-каледонский)	R ₁ -V ₁	Среднеордовинско-подкаледонская	O ₁ -S ₁ p ₁
850-680			Раннебайкальский (второй подгерцино-каледонский)	R ₁	Подкаледонская	C ₁ -O ₁
1000-850			Гривинский (первый подгерцино-каледонский)	R ₁	Ранне-среднекаменноугольная	C ₁
					Подгерцино-каледонская	R ₁ -V ₁

Рис. 12.1. Тектонический кодекс России, 2016

12.3. Суперконтиненты в истории Земли

Существует глобальная динамика развития – это *суперконтинентальные циклы* – суперконтиненты развиваются одновременно с океанами (рис. 12.2). Циклы Вильсона отражают развитие океанов.

+ 0,25-0,4 млрд. лет	Будущий суперконтинент (Ультима, Амазия)	
Синальпийский 0,18 млрд. лет		Океанский цикл Уилсона
Сингерцинский Синкаледонский 0,3-0,25 млрд. лет	Суперконтинент Пангея III Вегенеровская	Оледенение (0,23 млрд. лет) Герцинская ТМЭ
Начало форм. плитного чехла 0,8-0,75 млрд. лет		Океанский цикл Уилсона
Авлакогены 1,0 млрд. лет	Суперконтинент Пангея II (Мезогея, Родиния)	Оледенение (0,9-0,63 млрд. лет) Гренландская ТМЭ
Авлакогены 1,5-1,4 млрд. лет		Океанский цикл Уилсона
Фундамент 1,8-1,75 млрд. лет	Суперконтинент Пангея I (Мегагея, Колумбия, Нуна)	Карельская ТМЭ
2,3-2,2 млрд. лет		Океанский цикл Уилсона
2,7-2,5 млрд. лет	Суперконтинент Пангея 0 (Моногея, Кенорленд)	Гудзонское (Гуронское) оледенение (2,4-2,3 млрд. лет) Кеноранская ТМЭ

Рис. 12.2. Суперконтиненты в истории Земли

Эволюция Земной коры (рис. 12.3) происходит следующим образом: существующая континентальная кора, которая подвергается рифтогенезу. Рифтогенез может переходить в спрединг, который приведет к формированию крупных океанических бассейнов. По краям океанических бассейнов начинается субдукция, которая определяет формирование сложных складчатых систем. Это развитие завершает процесс коллизии, при котором происходит формирование молодой континентальной коры.

В истории развития Земли уже существовало несколько суперконтинентов. В настоящее время единого суперконтинента не существует.

Наиболее известный суперконтинент – Пангея, который сформировался в конце палеозоя: герцинская тектономагматическая эпоха привела к его формированию. Суперконтинент сформировался за счет распада предыдущего суперконтинента – Пангеи II (более известного под названием Родиния).

В истории развития суперконтинентов существуют следующие эпохи:

- Альпийские системы;
- Киммерийские системы;

- Герцинские системы;
- Каледонские системы;
- Байкальские системы.



Рис. 12.3. Стадии эволюции Земной коры

Например, авлакогены древних платформ, фундамент которых сформировался к концу раннего протерозоя, формировались при существовании единого суперконтинента Пангеи I.

Более частые циклы (системы) (рис. 12.4) формируются в определенный период, когда проявляется усиление процессов распада континентов (рифтогенез, спрединг), затем усиление процессов субдукции и коллизии, что приводит к формированию складчатых систем. Это происходит на фоне формирования суперконтинентов и их распада. На схеме 12.4 показано, что на поверхности Земли проявляются трансгрессии и регрессии морских бассейнов. Регрессии соответствуют окончанию циклов, а максимальные трансгрессии соответствуют расширению бассейнов. Максимум трансгрессии – преобладание карбонатных осадков, отдельными блоками показаны глубоководные кремнистые образования.

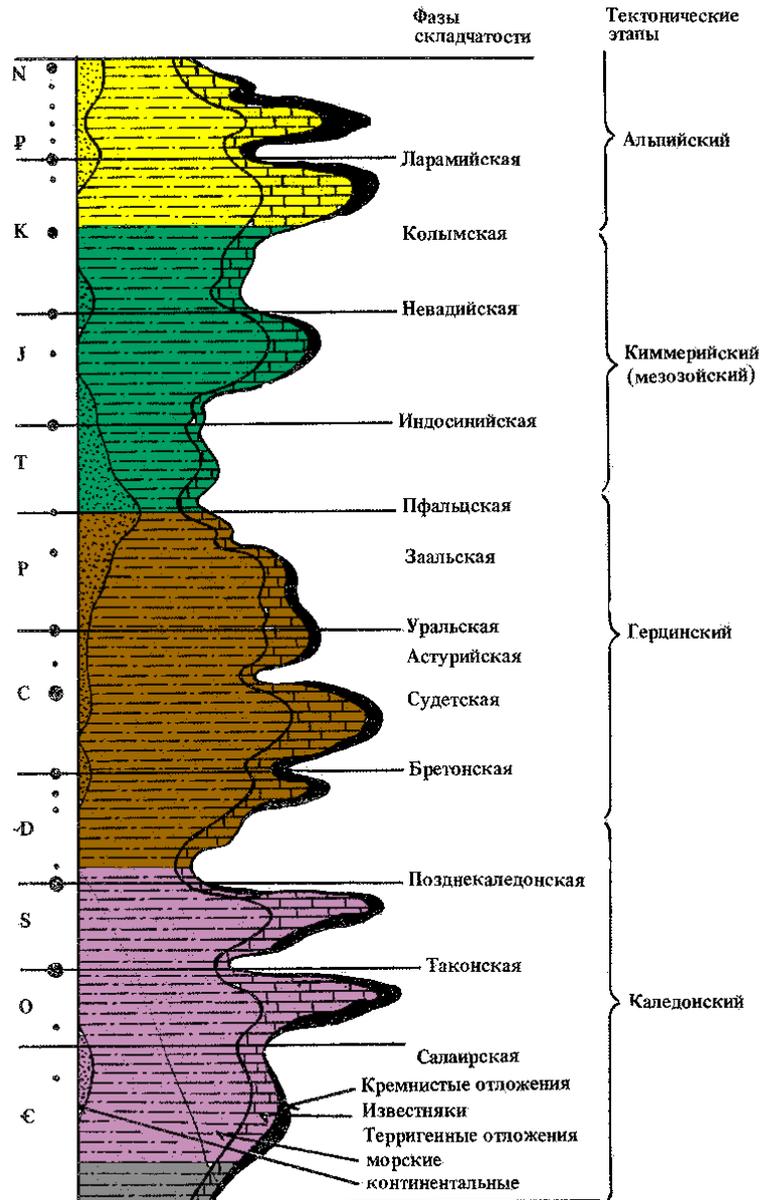


Рис. 12.4. Циклы тектогенеза. Альпийский. Киммерийский (тихоокеанский). Герцинский (варисский). Каледонский. Байкальский

12.4. Особенности строения древних структур

Рассмотрим особенности строения структур.

Древние платформы (кратоны)

Фундамент древних платформ – гранито-гнейсовый (кристаллический) – $AR-PR_1$ (древняя континентальная кора, широко развиты гранитоиды).

Осадочный чехол древних платформ – неметаморфизованные преимущественно осадочные породы (PR_2-Q) мощностью до 10-12 и более км.

Этапы развития чехла

Ранний мегаэтап – PR_2 ($R-V_1$) – на фоне преобладающих поднятий формируются узкие грабенообразные зоны – авлакогены (палеорифты), выполненные осадочно-вулканогенными толщами до 3-5км. Авлакогены – индикаторы масштабного растяжения земной коры на фоне начавшегося распада PR_1 суперконтинента Пангея-1, объединявшего все древние платформы.

Поздний мегаэтап – $PZ-KZ$ – плитный, значительная часть платформы втягивается в дифференцированное опускание и перекрывается плитным чехлом (одновременно обособились районы воздымания).



Рис. 12.5. Этапы развития платформенного чехла

Развитие подвижных поясов

В развитии подвижных поясов выделяется 4 главные геодинамические обстановки (рис. 12.6):

- Рифтогенез;
- Спрединг;
- Субдукция;
- Коллизия.

Рифтогенез происходит в условиях континента: формируются рифтогенные структуры. Если процесс продолжается, то он приводит к спредингу и формированию зрелых океанов (дивергентных границ): при дивергентном расхождении плит. Далее конвергентные движения – это проявление субдукции.

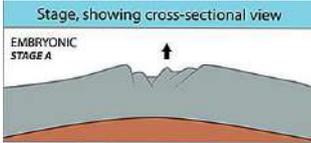
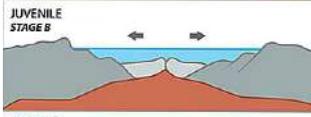
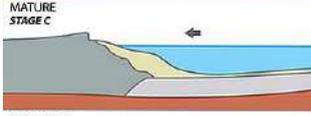
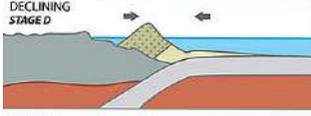
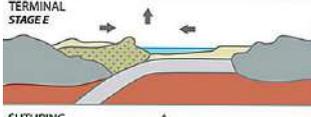
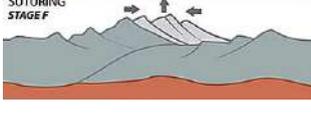
Stage, showing cross-sectional view	Motion	Physiography	Example	
 <p>EMBRYONIC STAGE A</p>	Uplift	Complex system of linear rift valleys on continent	East African rift valleys	
 <p>JUVENILE STAGE B</p>	Divergence (Spreading)	Narrow seas with matching coasts	Red Sea	
 <p>MATURE STAGE C</p>	Divergence (Spreading)	Ocean basin with continental margins	Atlantic and Arctic Oceans	
 <p>DECLINING STAGE D</p>	Convergent (Subduction)	Islands arcs and trenches around basin edge	Pacific Ocean	
 <p>TERMINAL STAGE E</p>	Convergent (Collision & uplift)	Narrow, irregular seas with young mountains	Mediterranean Sea	
 <p>SUTURING STAGE F</p>	Convergence and uplift	Young to mature mountain belts	Himalaya Mountains	

Рис. 12.6. Этапы развития подвижных поясов

Рифтогенез → спрединг

Рифтовые структуры: авлакогены, грабен-рифты – остаются на континентальных блоках или переходят в следующую стадию (спрединг).

Спрединговые структуры: океаническая кора – океаны существуют или кора океанов остается в виде офиолитовой ассоциации. Формирование океанов сопровождается формированием пассивных окраин, что отражает наличие процессов рифтогенеза, за счет этого наблюдается появление террейнов с континентальной корой (микроконтиненты).

Субдукция → коллизия

Субдукция: формирование надсубдукционных вулканических поясов, глубоководных желобов, аккреционных комплексов, складчатость, покровообразование. Структуры – террейны различного типа. Аккреционные орогены включают различные островодужные комплексы, отдельные аккреционные комплексы предугловых бассейнов.

Этапы: внутриокеаническая субдукция → субдукция западно-тихоокеанского типа → субдукции андийского (типа под континент).

Субдукция сопровождается формированием задуговых зон растяжения. В системе окраинных морей наблюдаются участки корой океанического типа.

Участки океанической коры погружаются в какой-то зоне и когда участков для погружения не остается, начинается процесс коллизии. Коллизия сопровождается

складчатостью, гранитоидным магматизмом, коллизионными орогенами, краевыми и межгорными прогибами.

При субдукции и особенно коллизии деформируются пассивные окраины континентов.

Постколлизионный этап – формирование молодых плит.

Этапы развития подвижных поясов

Рифтогенез. Раскол континента и разрыв континентальной коры (рис. 12.7).
Пример: Восточно-Африканская рифтовая система.

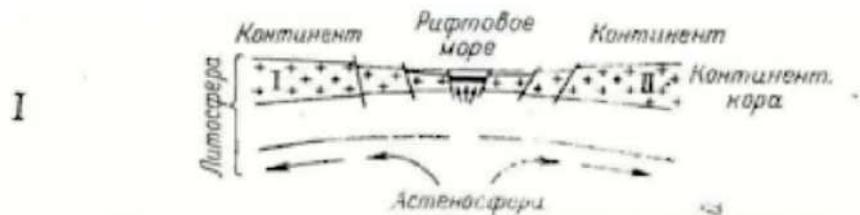


Рис. 12.7. Этап 1. Рифтогенез

Спрединг. Раскрытие молодого океана (рис. 12.8). Начинается формирование Красноморского бассейна → Атлантический океан.

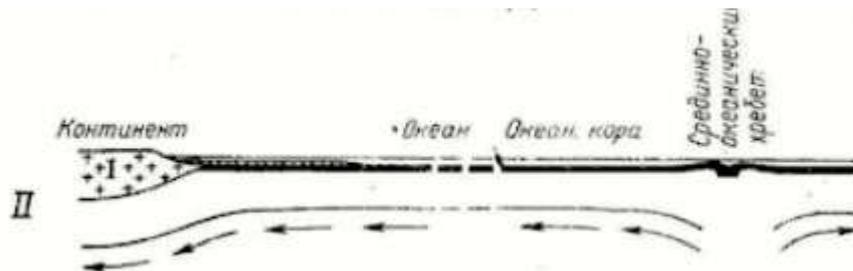


Рис. 12.8. Этап 2. Спрединг

Субдукция и спрединг. Зрелый океан, в окраинных частях которого сформированы зоны субдукции (рис. 12.9).



Рис. 12.9. Этап 3. Спрединг и субдукция

Субдукция и задуговой спрединг. Развитие зон субдукции: отрыв и отбрасывание в сторону океана краевых частей континентов и раскрытие окраинных морей (микроокеанов) (рис. 12.10).



Рис. 12.10. Этап 4. Субдукция и задуговой спрединг

Коллизия. Формирование складчатого горного пояса: столкновение континентов и замыкание располагающихся между ними океанов (рис. 12.11).



Рис. 12.11. Этап 5. Коллизия

Коллизия предполагает сдвиги, вторичные раздвиги. При коллизии происходит вращение блоков, формирование сложных структурных рисунков, раскрытие морей средиземноморского типа и активный вулканизм (рис. 12.12).

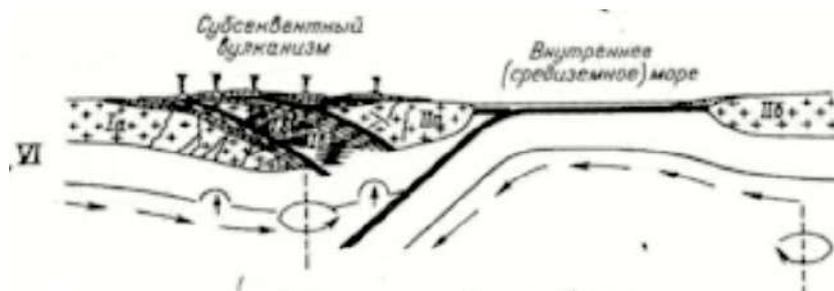


Рис. 12.12. Этап 6. Коллизия

Консолидация складчатой области и формирование мозаичных складчатых областей типа Иранского нагорья или Казахского щита показано на схеме (рис. 12.13).



Рис. 12.13. Этап 6. Коллизия

Окончание орогенной стадии – посторогенный этап развития подвижных поясов схематически представлен на рисунке 12.14.

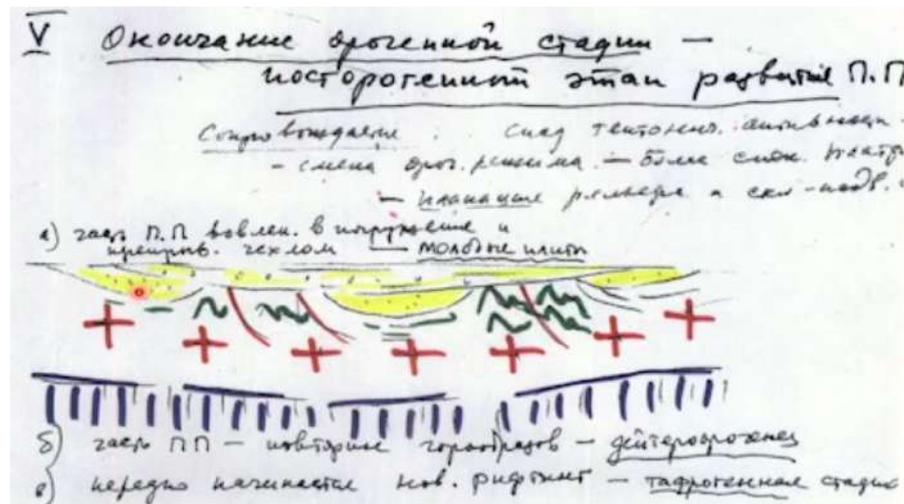


Рис. 12.14. Этап 7. Окончание орогенной стадии

Обстановки внутренних частей континентов

Во внутренних частях континентов наблюдаются следующие обстановки:

- Коллизионные пояса.
- Континентальные рифты – линейные зоны растяжения и утонения коры. Рифты бывают эпиплатформенные и эпиорогенные.
- Внутриконтинентальные магматические зоны. Локальные относительно изометричные проявления вулканизма или интрузивного магматизма, объясняемые воздействием мантийных струй.
- Молодые плиты.

Типы подвижных поясов

Складчатые (подвижные) пояса – элементы континентов и их окраин. Но их развитие происходило и океаническую (океанические) стадию.

На тектонической карте СССР (рис. 12.15) показаны:

- Древние платформы: Восточно-Европейская и Сибирская.
- Складчатые пояса: Урало-Монгольский, Тихоокеанский, Средиземноморский, Северо-Атлантическое-Арктический

- Значительная часть – байкалиды (метаплатформы). Области: Печора-Баренцевоморская, Таймыро-СевероЗемельская; Енисейско-Присяянская, Байкальская; Донецко-Северо-Устьюртская; Североморская (Средневропейская).

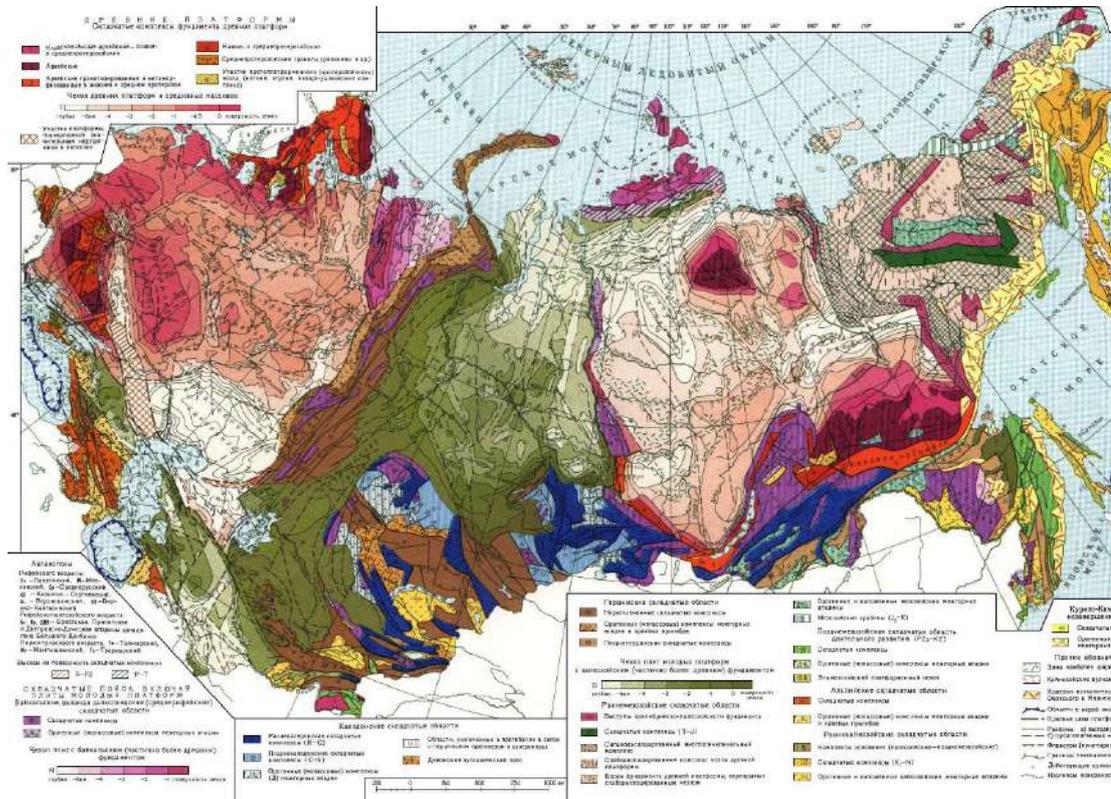


Рис. 12.15. Тектоническая карта СССР

Урало-Монгольский складчатый пояс

Предшественник пояса – Палеоазиатский океан, возникший в конце PR при распаде Родины.

Структуры:

- Складчатые сооружения и области: герцинская Уральская, каледоно-герцинская Казахского нагорья, каледоно-герцинская Тянь шаня, салаиро-каледоно-герцинская Алтае-Саянская, каледоно-герцино-киммерийская, Забайкало Охотская

- Молодые плиты: Западно Сибирская и Северо Туранская

Средиземноморский складчатый пояс

Предшественник пояса – океан Тетис. Структуры:

- Складчатые сооружения и области: альпийские Карпатская, Кавказская, Копетдага, позднекиммерийская Горного Крыма, герцино-киммерийско-альпийская Памира

- Молодые плиты: Южно-Туранская и Скифская

- Глубоководные впадины морей с корой океанического типа: Черноморская и Южно-Каспийская

Тихоокеанский подвижный пояс

Предшественник пояса – океан Пацифик. Структуры: складчатые сооружения и области: позднекиммерийская Верхояно-Чукотская, ларамийские Коряжского нагорья и Сихотэалинская, кайнозойская Олюторо- Камчатская,

Современные геодинамические обстановки:

- Островные дуги: Алеутская, Курильская, Японская.
- Глубоководные впадины окраинных морей с корой океанического типа: Берингоморская, Командоро-Алеутская, Курильская, Япономорская.
- Глубоководные желоба: Алеутский, Курило-Камчатский, Японский.

12.5. Суперконтиненты

В курсе были рассмотрены детальные этапы байкальских и каледонских периодов. Рассмотрим суперконтиненты (рис. 12.16): от Колумбии (все древние платформы) к Родинии и Пангее.

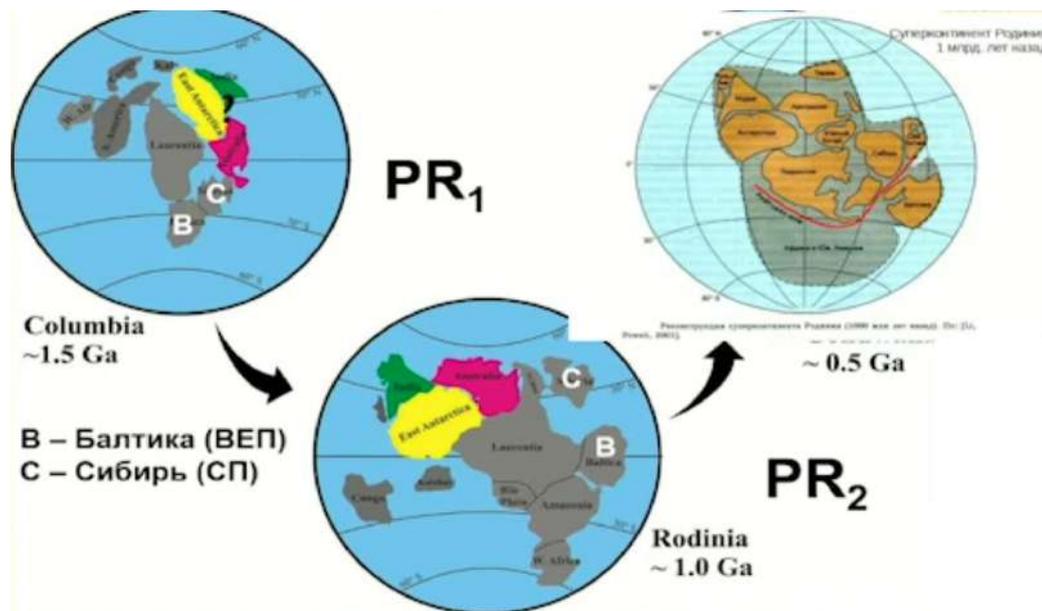


Рис. 12.16. Суперконтинентальные циклы

Суперконтинент Колумбия существовал к концу раннего протерозоя, в котором еще не было молодых складчатых систем. Благодаря палеогеографическим реконструкциям существуют гипотезы, как выглядели две рассматриваемые платформы: Балтика (В) – Восточно-Европейская платформа, Сибирь (С) – Сибирская платформа – между ними не было подвижных поясов.

В позднем протерозое сформировался суперконтинент Родиния. Серым цветом на правой вставке (рис. 12.16) показана область континентальной коры. Сибирская платформа и Балтика сменили свое положение.

Родиния

Родиния сформировалась на рубеже R_2/R_3 , и сразу же начала распадаться: R_3 – это время заложения современных подвижных поясов - Урала- Монгольского, Средиземноморского, Тихоокеанского, о чем свидетельствуют офиолитовые комплексы в байкальских и PZ складчатых системах (рис. 12.17).

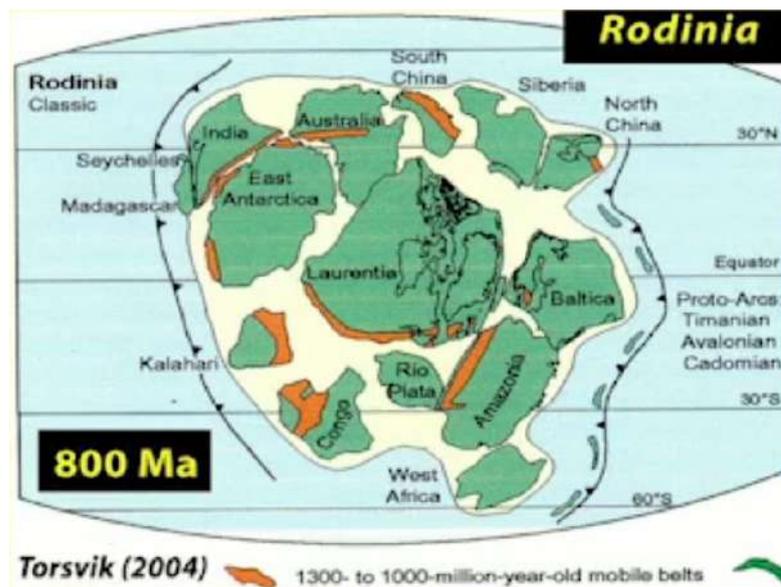


Рис. 12.17. Родиния

Родиния разделялась рифтами, переходящими в спрединговые зоны. По окраинам блоков Родинии существовали островные дуги, задуговые бассейны, на месте которых в R_3/V формируются байкальские складчатые системы: Печоро-Баренцевоморская, Донецко-Северо-Устюртская, Среднеевропейская вокруг ВЕП и Таймыро-СевероЗемельская, Енисейско-Присяянская, Байкальская вокруг СП, но главным процессом до D был спрединг.

От Родинии до Пангеи

1,1 миллиарда лет назад возник суперконтинент Родиния и гигантский океан Мировия.

750 миллионов лет назад Родиния распалась.

В эпоху палеозоя из частей Родинии возник протоконтинент Пангея (рис. 12.18).

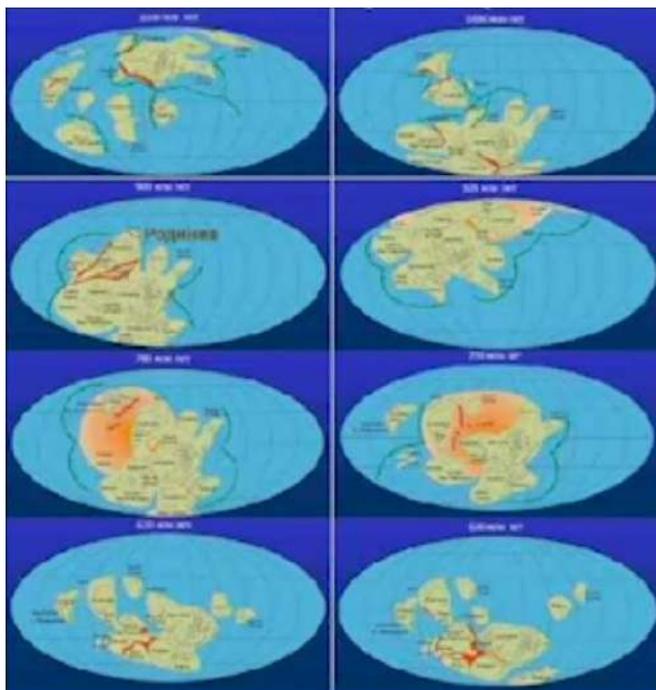


Рис. 12.18. Дрейф материков

Далее рассмотрим сопоставление складчатых поясов с развитием палеоокеанических бассейнов.

Урало-монгольский пояс – развитие Палеоазиатского океана

Палеоазиатский океан: типа современного Тихого океана, окруженного активными окраинами. Развитие Палеоазиатского океана привело к формированию Урало-Монгольского пояса. В процессе проявлялись:

- Офиолиты от R_3 до D
- Вулканические пояса от R_3 до C_3-P .
- Коллизионные гранитоиды тяготеют к основным орогенам: $S-D$ к каледонским, $C-P$ к герцинским.
- В тылу активных окраин развиваются сложные процессы растяжения.

Палеоазиатский океан образовался в результате распада суперконтинента Родиния в период от 950 до 750 млн лет назад.

Эти события отчетливо фиксируются возрастом океанической коры и островодужных комплексов по всему складчатого обрамления юга Сибирской платформы (рис. 12.19).

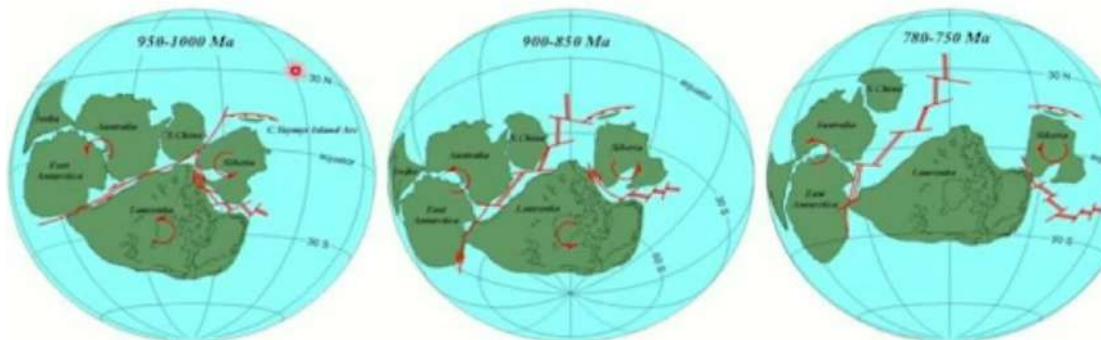


Рис. 12.19. Реконструкции распада Родинии и формирование Палеоазиатского океана ((Метелкин, Верниковский, Казанский, 2007).

На рисунках 12.20-12.23 показано развитие Палеоазиатского океана. Основные континентальные блоки: Сибирь, Балтика, Лаврентия и Гондвана.



Рис. 12.20. Кембрий



Рис. 12.21. Ранний ордовик

Когда Балтия столкнулась с Лаврентией (рис. 12.23), Сибирь еще была отделена океаном.



Рис. 12.22. Верхний ордовик



Рис. 12.23. Девон

На рисунке 12.24 показана упрощенная схема формирования Пангеи. Объединение Лавразии и Гондваны привело к образованию суперконтинента Пангея.

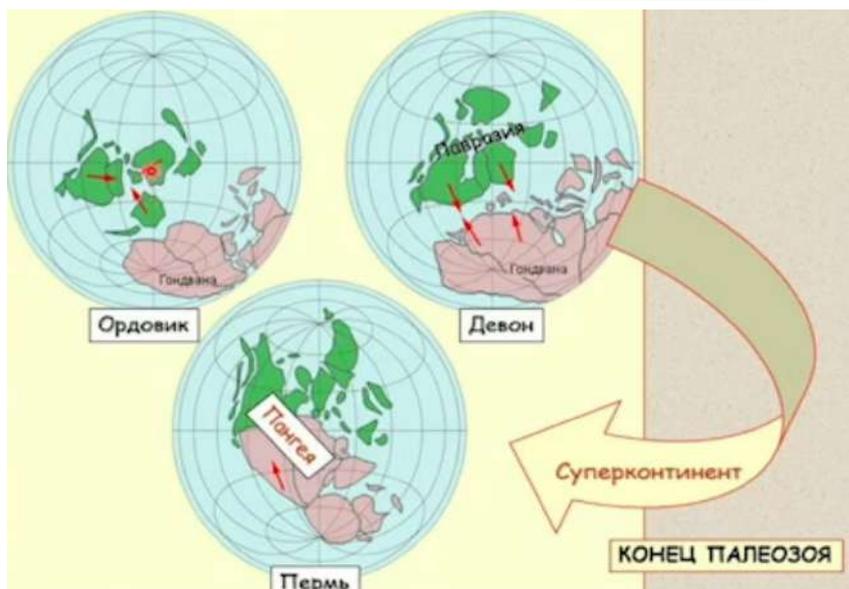


Рис. 12.24. Формирование Пангеи

Пангея сформировалась к концу *PZ* и сразу (в *T*) начала распадаться. Но уже и в *T* блоки Пангеи (рис. 12.25) имели активные окраины, вдоль которых формировались ранние киммериды. Основные процессы субдукции сосредоточились в Тихоокеанском поясе. В других регионах преобладают процессы растяжения – происходит спрединг.

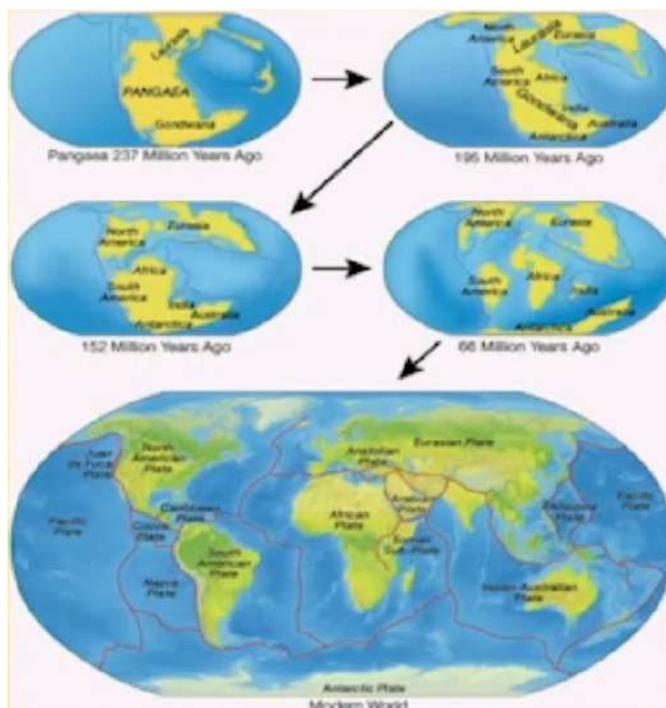


Рис. 12.25. Распад Пангеи

Средиземноморско-Гималайский пояс – развитие океана Тетис (Палео-, Мезо- и Неотетис)



Рис. 12.26. Развитие палеоокеана Тетис

Палеотетис – типа современного Атлантического с активной Лавразийской и пассивной Гондванской окраинами. В процессе проявлялись:

- Офиолиты от PZ_1 до K
- Вулканические пояса от T до Q .
- Коллизионные гранитоиды тяготеют к основным орогенам: MZ к киммерийским, KZ альпийским.
- В тылу активных окраин развиваются сложные процессы растяжения.

Тихоокеанский пояс - развитие океана Пасифик

Пасифик (Палео-Тихий океан) (рис. 12.27) – предположительно внешняя активная окраина.

В процессе проявлялись:

- Офиолиты от PZ_1 до KZ
- Вулканические пояса от J до Q .
- Коллизионные гранитоиды тяготеют к основным орогенам: MZ к киммерийским, KZ к альпийским
- В тылу активных окраин развиваются сложные процессы растяжения

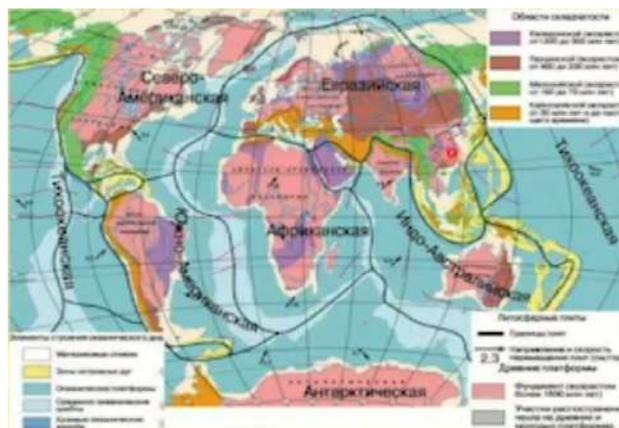


Рис. 12.27. Тихоокеанский пояс



ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ФАКУЛЬТЕТ
МГУ ИМЕНИ
М.В. ЛОМОНОСОВА

teach-in
ЛЕКЦИИ УЧЕНЫХ МГУ