

НОВОСИБИРСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

Д.В.Метелкин, В.А.Верниковский

**РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ РОССИИ
(КРАТКИЙ КУРС ЛЕКЦИЙ)**

**УЧЕБНОЕ ПОСОБИЕ ДЛЯ СТУДЕНТОВ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ
СПЕЦИАЛЬНОСТЕЙ**

НОВОСИБИРСК
2005

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие

Глава I. Введение

Задачи и предмет "Региональной геологии"

Некоторые теоретические основы

Районирование территории России

Глава II Восточно-Европейская платформа и структуры ее обрамления

Восточно-Европейская платформа

Тимано-Печорская плита

Уральская складчатая система

Пайхой-Новоземельская складчатая область.

Часть III. Сибирская платформа и структуры ее обрамления

Сибирская платформа

Байкальская складчато-покровная область и система континентальных рифтов

Енисейско-Саянская складчато-покровная область

Алтае-Саянская складчатая область

Таймыро-Североземельская складчато-покровная область

Часть IV. Складчатые области Северо-Востока и Дальнего Востока Азии

Верхояно-Чукотская область

Корякско-Камчатская область и Камчатско-Курильская дуга

Юго-Восточная окраина Азии (Сихотэ-Алинь-Сахалинская область и прилегающие территории)

Часть V. Молодые эпипалеозойские плиты

Западно-Сибирская плита

Туранская и Скифская плиты

Часть VI. Средиземноморский складчатый пояс

Часть VII. Основные этапы роста континентальной коры и формирования структуры Северной Евразии

Заключение

Список рекомендуемой литературы

АННОТАЦИЯ.

Учебное пособие представляет собой краткое изложение курса лекций “Региональная геология России”, в котором дается описание геологической структуры конкретных регионов и территории России в целом, с позиции современных плейттектонических представлений о строении и развитии Земли. Цель пособия - дать общее представление и познакомить читателя с геологическим строением, тектонической структурой, геодинамическими обстановками, этапами и закономерностями формирования континентальной коры Северной Евразии.

Предисловие

Курс “Региональная геология России” читается во всех вузах геологического профиля. Однако большинство доступных учебных пособий, изданных до конца 80-х годов, опираются, в основном, на устаревшие геосинклинальные представления. Изложенный в них огромный фактуралогический материал по конкретным регионам России требует переосмысления с позиции основных положений тетоники литосферных плит, что часто вызывает большие затруднения у студентов. Необходимость использования плейттектонического подхода при изучении региональной геологии очевидна. Достаточно открыть любой геологический журнал, чтобы убедиться в том, что теория литосферных плит сегодня является основой геологической парадигмой. Пожалуй единственным обобщением взглядов на геологическое строение России и сопредельных государств с позиций плитной тектоники является двухтомная монография Л.П.Зоненшайна с соавторами "Тектоника литосферных плит территории СССР". Однако эта книга, изданная 1990 году, вышла небольшим тиражом и уже успела стать библиографической редкостью. Кроме того эта книга, в основном, рассчитана на геологов производственных и научных организаций, а потому часто довольно сложна для восприятия студентами. Появившиеся в последнее время новые учебные пособия по исторической геологии (Кузьмин и др., 2000), тектоники континентов и океанов (Хаин, 2000) и некоторые другие, безусловно, отвечают всем необходимым требованиям, однако, в целом, ориентированы на решение несколько других задач. Вышеизложенная ситуация создает у студентов ложные представления о слабой связи истории и закономерностях развития конкретных геологических структур с тектоникой литосферных плит.

В основу предлагаемого учебного пособия, представляющего собой краткое изложение курса “Региональная геология России”, предназначенного для студентов геологических специальностей, положено описание геологического строения ключевых структур и конкретных регионов России с позиции и с использованием современной терминологии тектоники литосферных плит. При составлении этого пособия использовано огромное количество периодической литературы, а также упомянутые выше учебники. В тексте нет конкретных библиографических ссылок и списка использованной литературы. Это не в коем случае не означает, что представленный здесь материал является исключительно наработкой автора. Роль автора данного пособия состояла лишь в обобщении имеющихся новейших данных по геологии России и современных взглядов на историю формирования структуры Северной Евразии.

Работа с учебным пособием, в качестве обязательного условия, предполагает использование геологических, тектонических и геодинамических карт. Пособие снабжено только некоторыми необходимыми тектоническими схемами и рисунками, которые облегчат работу с названными картами. Список рекомендуемой литературы также минимальный и включает только доступные учебные пособия, работы обобщающего характера и различного рода пособия облегчающие понимание изложенного материала.

Глава I. Введение

ЗАДАЧИ И ПРЕДМЕТ РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИИ

Предметом настоящего курса “Региональная геологии России” является изучение всех аспектов геологического строения разнообразных тектонических элементов составляющих современную структуру территории России. Что понимается под изучением “всех аспектов геологического строения” конкретного региона? Прежде всего изучение геологических комплексов: осадочных, метаморфических, магматических, слагающих данный регион, и отражающих определенные, сменяющие друг друга во времени основные этапы его развития. Расшифровка структуры региона, а именно: условий залегания этих комплексов, их взаимоотношений, последовательности формирования, как временной, так и пространственной, палеогеодинамической обстановки в которой они были сформированы. Рассмотрев эти вопросы, в конечном итоге, необходимо восстановить основные этапы геологической истории региона, дать ее периодизацию. При этом важно не только выявление индивидуальных черт строения того или иного региона, но и общих закономерностей, присущих одновозрастным структурным единицам, удаленным друг от друга на значительные расстояния. Последнее означает, что в нашем курсе мы не будем строго ограничиваться рамками одной территории, а будем стремиться найти геолого-структурное сходство в смежных регионах, что в общем-то и понимается под термином районирование.

Какие задачи необходимо решить, чтобы описать все аспектов геологического строения региона? Для этого необходимо: установить и обосновать границы рассматриваемого объекта, его взаимоотношения с окружающими структурами; провести тектоническое районирование, т.е. выявить основные типоморфные тектонические элементы, составляющие структуру региона; описать строение, состав, характерные особенности геологических комплексов, слагающих каждый элемент структуры; обосновать геодинамическую обстановку в которой формировались указанные геологические комплексы, уяснить временную последовательность смены одной геодинамической обстановки на другую и в итоге реконструировать историю геологического развития региона, этапы формирования геологической структуры региона. Безусловно решение такого спектра задач невозможно без знания теоретических основ тектоники, стратиграфии, минералогии, петрографии и других наук геологического плана. По сути региональная геология – это дисциплина, которая является связующим звеном между всеми направлениями геологической науки, поскольку только совокупность всех геологических знаний, начиная с геофизики и заканчивая минералогией, может дать наиболее достоверное представление о геологическом строении любого региона – от конкретного месторождения до земной коры в целом.

НЕКОТОРЫЕ ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ

Перед тем как приступить к систематическому изучению территории России, необходимо рассмотреть наиболее важные для восприятия курса положения. Одной из наиболее важных задач при изучении того или иного региона является районирование. В настоящее время наиболее распространены два основных подхода к районированию: геодинамическое и тектоническое.

Геодинамическое районирование. Теоретической основой этого направления является тектоника литосферных плит, а в основу положен принцип выделения комплексов-

индикаторов геодинамических обстановок. Таким образом геодинамическая карта любого масштаба несет информацию об условиях формирования конкретных структурных элементов, составляющих участок земной коры, отображенной на карте. Индикаторными формациями называют определенные совокупности осадочных, магматических и метаморфических пород, образующиеся в строго определенной геодинамической и геотектонической обстановке и являющиеся, соответственно, индикаторами таких обстановок существовавших в прошлом. Все многообразие современных геодинамических обстановок может быть сведено к четырем основным группам: океанические, активные окраины континентов, пассивные окраины континентов, внутриконтинентальные, для каждой из них характерен свой набор пород (табл.1). Использование метода индикаторных формаций при районировании базируется на принципе актуализма, предполагающем сходство геологических процессов, протекающих в настоящее время с геологическими процессами прошлых эпох.

Табл.1 Основные комплексы индикаторы геодинамических обстановок

ТИПЫ ОБСТАНОВОК	КОМПЛЕКСЫ ИНДИКАТОРЫ
Океанические	
срединно-океанические хребты	офиолитовая ассоциация: толеитовые базальты, комплекс параллельных даек, расслоенные габбро и ультрабазиты (II и III слой океан.коры)
абиссальное плато	глубоководные глинисто-кремнистые осадки (I слой океан.коры)
вулканические внутриплитовые поднятия	вулканиды толеитового и щелочно-базальтового составов в ассоциации с вулканомиктовыми породами (за счет разрушения) и туфами рифовые известняки (атолы в тропических широтах)
Активные окраины континентов	в целом характерно присутствие субдукционного комплекса, состоящего из слоистых толщ, смятых в изоклинальные складки, расланцованных и расчешуенных метаморфических тектонитов (глаукофановые сланцы) и большое количество мультимодальных вулканидов с преобладанием андезитов.
глубоководные желоба и аккреционный клин	хаотические обломочные комплексы (олистоостромые, турбидиты)
островные дуги энсиматические	разнотипные серии вулканидов, в том числе: бонинитовая, толеитовая островодужная (андезибазальты часто в ассоциации с офиолитами)
энсиалические	известково-щелочная андезибазальтовая, известково-щелочная базальт-андезит-дацит-риолитовая серия, в ассоциации с большим количеством пирокластического материала (туфы), турбидитами
окраинно-континентальные пояса	гранитоиды андезитового и известково-щелочного ряда, образующие батолитовые пояса параллельные зонам субдукции, вулканиды дацит риолитовой серии, из осадков наиболее характерны красноцветные континентальная моласса.
окраинное море спрединговое неспрединговое	характерна большая мощность осадков, часто с пирокластикой задуговые офиолиты флишеподобная, молассоидная и олистоостромовая ассоциации
Пассивные окраины континентов	характерно отсутствие вулканических серий
шельф континентальный склон	грубообломочная молассоидная формация, органогенные известняки флишевая и олистоостромовая (подводно-оползневая) формация
континентальное подножие	конусы выноса, глинисто-кремнистые отложения, флиш
Внутриконтинентальные	
внутриконтинентальные рифты	грабеновая фация - континентальная грубообломочная толща осадков бимодальная серия вулканидов (преобладают базальты повышенной

внутриконтинентальные магматические зоны	щелочности и субщелочные риолиты)
коллизийные зоны (внутриконтинентальные складчатые пояса)	платобазальтовая формация (траппы - комплекс основных пород базальтового состава, эффузивных и гипабиссальных пород - продуктов внутриплитного магматизма)
	представлены продуктами всех типов геодинамических обстановок (в большой степени активных континентальных окраин, реликтами пассивных окраин континентов, реже океанические) сшитые гранитами

Одной из разновидностей геодинамического районирования является **террейновый анализ**. В основу террейнового анализа положена концепция, представляющая любой регион в виде мозаики разнородных структурных элементов – обломков континентов, островных дуг, образования ложа океанов и их окраинных морей, внутриокеанских поднятий и т.п. Ключевыми понятиями террейнового анализа является кратон, тектоно-стратиграфический террейн (для краткости просто террейн) коллизия (аккреция), амальгамация, перекрывающие и “сшивающие” образования.

Кратон – сформированный в докембрии крупный жесткий участок земной коры (докембрийский кристаллический фундамент древних платформ).

Террейн – ограниченный разломами крупный блок, характеризующийся внутренними однородностью и целостностью стратиграфии, тектонического стиля и геологической истории, отличных от таковых смежных террейнов. В зависимости от геодинамической природы и внутреннего наполнения террейны подразделяются на ряд типов. Краткая характеристика основных из них приводится ниже.

Кратонный террейн – фрагмент (обломок) кратона, образованный раннедокембрийскими кристаллическими породами.

Миогеоклинальный террейн (террейн континентальной окраины) – фрагмент пассивной континентальной окраины (континентального склона и его подножия), образованный мелководными шельфовыми осадочными комплексами, дистальными турбидитами склона или относительно глубоководными осадками подножия континента.

Островодужный террейн – фрагмент островной вулканической дуги, образованный вулканогенными, вулканогенно-осадочными и интрузивными породами островодужного генезиса; могут присутствовать надсубдукционные офиолитовые комплексы.

Океанический террейн – фрагмент океанической коры, обдуцированный на континентальную кору; образован офиолитами, может включать также фрагменты подводных вулканических островов, гайотов и т.п.

Аккреционный террейн – фрагмент аккреционного клина окраинно-континентальной (андского типа) или островной (тихоокеанского типа) магматической дуги сложенный хаотическим комплексом пород.

Турбидитовый террейн – террейн, сложенный мощными толщами турбидитов (флиша), которые могут иметь различное, окончательно не выясненное происхождение; эти толщи могут представлять собой накопления континентального склона и его подножия, преддугового и тылового прогибов вулканической островной дуги или выполнение трогов перед фронтом продвигающихся тектонических покровов.

Составной террейн (супертеррейн) – формируется в результате амальгамации (тектонического объединения) двух или более террейнов в единую более крупную тектоническую единицу.

Коллизия – столкновение двух континентов или континента с островной дугой (аккреция) вдоль границы схождения плит, сопровождающееся деформацией литосферы, ее утолщением, расслоением и “скучиванием”, образованием палингенных гранитных магм, накоплением моласс и формированием горно-складчатого сооружения

Перекрывающие и сшивающие образования – формируются после амальгамации или аккреционно-коллизионных событий связанных со столкновением террейнов и позволяют определить максимальный предел возраста этих процессов. Как правило, перекрывающие образования представлены осадочным или вулканогенно-осадочным комплексом пород, которые стратиграфически перекрывают два или более смежных террейна или террейн и окраину кратона. К таким образованиям можно отнести чехлы древних и молодых платформ, молассы краевых и межгорных прогибов и т.п. Сшивающие образования, как правило, представлены поясами плутонических пород которые пронизывают и “залечивают” шов столкновения террейнов.

При анализе орогенных поясов с позиции тектоники плит широкое распространение получил термин *шовная зона* или *сутура*, который определяется как тектоническое выражение зоны коллизии. Шовные зоны обычно содержат офиолиты и/или метаморфические породы высоких давлений (например, глаукофановые сланцы). Поскольку многие террейны в прошлом были разделены обширными пространствами с океанической корой, фрагменты офиолитовой ассоциации и метаморфические породы высоких давлений тяготеют к их границам. Вместе с тем, наличие указанных комплексов пород не является необходимым условием при определении границ террейнов. Границами террейнов являются крупные надвиги, сдвиги и реже сбросы а также зоны тектонического меланжа в составе которого могут присутствовать фрагменты офиолитовой ассоциации.

Тектоническое районирование. Тектоническое районирование по возрасту главных деформаций основано на выделении крупных естественных геологических регионов по возрасту “завершающей” фазы складчатости, после которой регион не испытывал существенной тектонической переработки. Как правило “завершающая” фаза складчатости соответствует аккреционно-коллизионному событию, после которого регион был консолидирован. Достоинством такого метода является его историчность, поскольку мы имеем возможность непосредственно на карте проследить хронологическую последовательность основных этапов роста континентальной коры региона. На территории России можно выявить большинство основных эпох тектогенеза. Под последним понимается геологический интервал времени, насыщенный геологическими событиями, приведшими в итоге, к консолидации того или иного участка земной коры. Интервалы основных эпох тектогенеза показаны на рис.

Главными тектоническими элементами континентов являются древние платформы и складчатые пояса. Древние платформы представляет собой наиболее устойчивые (жесткие, консолидированные) участки континентальной коры и характеризуются двухъярусным строением: дорифейский кристаллический фундамент и позднедокембрийско-фанерозойский чехол (плитный комплекс). Складчатые пояса представляют собой сложно построенные и длительно развивающиеся зоны высокой тектонической и магматической активности, возникшие в результате развития и закрытия позднедокембрийских и фанерозойских океанических бассейнов. Еще одним распространенным тектоническим элементом континентов является молодые платформы. Эти структуры также обладают характерным двухъярусным строением. В основании находятся позднедокембрийско-фанерозойские складчатые системы, которые перекрыты слабдеформированным чехлом более молодых осадков. Таким образом эти участки континентов представляют собой фанерозойские внутриконтинентальные или эпиконтинентальные седиментационные бассейны, возникшие после крупных этапов тектогенеза на гетерогенном позднедокембрийско-фанерозойском складчатом фундаменте.

ФАНЕРОЗОЙ РН				ЭОН
МЕЗОЗОЙ MZ		КАЙНОЗОЙ KZ		ЭРА
ТРИАСОВЫЙ	РСКИЙ	МЕЛОВОЙ	ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ	
			ПАЛЕОГЕН-ОВЫЙ	ОЛИГОЦЕН-
				ЭОЦЕН
			ПАЛЕОГЕН-	МИОЦЕН
ПЛИОЦЕН				
НИЖНИЙ	НИЖНИЙ	НИЖНИЙ	НИЖНИЙ	НИЖНИЙ
СРЕДНИЙ	СРЕДНИЙ	СРЕДНИЙ	СРЕДНИЙ	СРЕДНИЙ
ВЕРХНИЙ	ВЕРХНИЙ	ВЕРХНИЙ	ВЕРХНИЙ	ВЕРХНИЙ
КИММЕРИЙСКИЙ				МЛН ЛЕТ
АЛЬПИЙСКИЙ				ТЕКТОНО ИКЛ

ФАНЕРОЗОЙ РН								
ПАЛЕОЗОЙ PZ								
КЕМБРИЙСКИЙ	ОРДОВИКСКИЙ	СИЛУРИЙСКИЙ	ДЕВОНСКИЙ	КАМЕННО-УГОЛЬНЫЙ	ПЕРМСКИЙ			
						ВЕРХНИЙ E_3	ВЕРХНИЙ	ВЕРХНИЙ С
						СРЕДНИЙ E_2	СРЕДНИЙ	СРЕДНИЙ С
НИЖНИЙ E_1	НИЖНИЙ	НИЖНИЙ	НИЖНИЙ	НИЖНИЙ С				
КАЛЕДОНСКИЙ				ГЕРЦИНСКИЙ				

ДОКЕМБРИЙ PЄ				
АРХЕЙ AR	ПРОТЕРОЗОЙ PR		РИФЕЙ	ВЕНД
	ПАЛЕО-АРХЕЙ	НЕО-АРХЕЙ		
МЕЗО-АРХЕЙ	ПАЛЕО-ПРОТЕРОЗОЙ	ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ	СРЕДНИЙ	ВЕРХНИЙ
НИЖНИЙ АРХЕЙ	НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ	НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ	НИЖНИЙ	НИЖНИЙ
ЗОАРХЕЙ	НИЖНИЙ АРХЕЙ	НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ	НИЖНИЙ	НИЖНИЙ
БЕЛОМОРСКИЙ		КАРЕЛЬСКИЙ	БАЙКАЛЬСКИЙ	
ГРЕНВИЛЬСКИЙ		БАЙКАЛЬСКИЙ		

РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ РОССИИ

Территория России занимает в основном континентальные пространства Северной Евразии. С ней соприкасаются два океана - Северный Ледовитый и Тихий. Эти океаны и их окраины резко различны.

Большая часть территории России примыкает к Евразийскому бассейну, самому молодому среди бассейнов Северного Ледовитого океана. Его океанское ложе начало формироваться около 60 млн лет назад. Он обрамлен широким шельфом Баренцева, Карского морей и моря Лаптевых. В центре прослеживается активный срединный хребет - хр. Гаккеля, протягивающийся сюда из Северной Атлантики. Рифтовая зона из Евразийского бассейна через дельту р. Лены выходит на континент и прослеживается в Момском рифте хр. Черского. Восточные моря Российской Арктики - Восточно-Сибирское и Чукотское, относятся к шельфовым окраинам другого океанского бассейна Арктики - Канадского или Амеразийского. Он раскрылся в поздней юр-раннем мелу, в настоящее время в нем нет активных осей срединного спрединга. Евразийский и Канадский бассейны разделены поднятием Ломоносова, узким континентальным осколком, оторвавшимся от Евразии при раскрытии Евразийского бассейна. Шельфовое обрамление океанских бассейнов со стороны Евразии принадлежит к пассивным континентальным окраинам.

Граница с Тихим океаном относится к типу активных окраин. Здесь протягиваются глубоководные желоба и сопряженные с ними вулканические островные дуги с современным вулканизмом. В территорию России входит крайняя восточная часть Алеутской дуги (Командорские острова) и Курило-Камчатская дуга. В тылу островной дуги расположены окраинные моря: Берингово, Охотское и Японское. Отдельные части этих морей заняты шельфовыми седиментационными бассейнами, представляющими собой опущенные окраины континентов. Особенно обширен такой бассейн в северной части Охотского моря. Важными структурами окраинных морей являются глубоководные впадины с молодой океанской корой (Алеутская, Командорская, Южно-Охотоморская, Япономорская), образовавшиеся в позднем кайнозое в результате задугового спрединга.

Континентальная часть территории России состоит из мозаики разновеликих древних блоков, спаянных позднедокембрийско-фанерозойскими складчатыми поясами в единый континент. Наиболее крупными из них являются Восточно-Европейская и Сибирская древние платформы. Более мелкие блоки кристаллических пород раннего докембрия (кратонные террейны) включены в состав обрамляющих платформы складчатых поясов, к ним можно отнести, например, Карский микроконтинент на севере Сибирской платформы, Охотский и Омолонский массивы в составе складчатых сооружений северо-востока Азии. В числе составных террейнов (супертеррейнов), в структуре которых присутствуют крупные докембрийские блоки, следует назвать Хингано-Буреинский, Ханкайский, Казахстанский и др.

Восточно-Европейская платформа с северо-запада ограничена складчатым поясом Скандинавских каледонид. Этот пояс возник на месте палео-Атлантического океана (Япетуса). Он маркирует зону столкновения Восточной Европы и Северной Америки (Лаврентии) в раннем палеозое. На севере Восточно-Европейской платформы от Скандинавских каледонид до Урала протягивается Тиманский пояс сформированный в результате позднедокембрийского этапа роста и деформации континентальной коры. Эта территория перекрыта чехлом палеозой-мезозойских

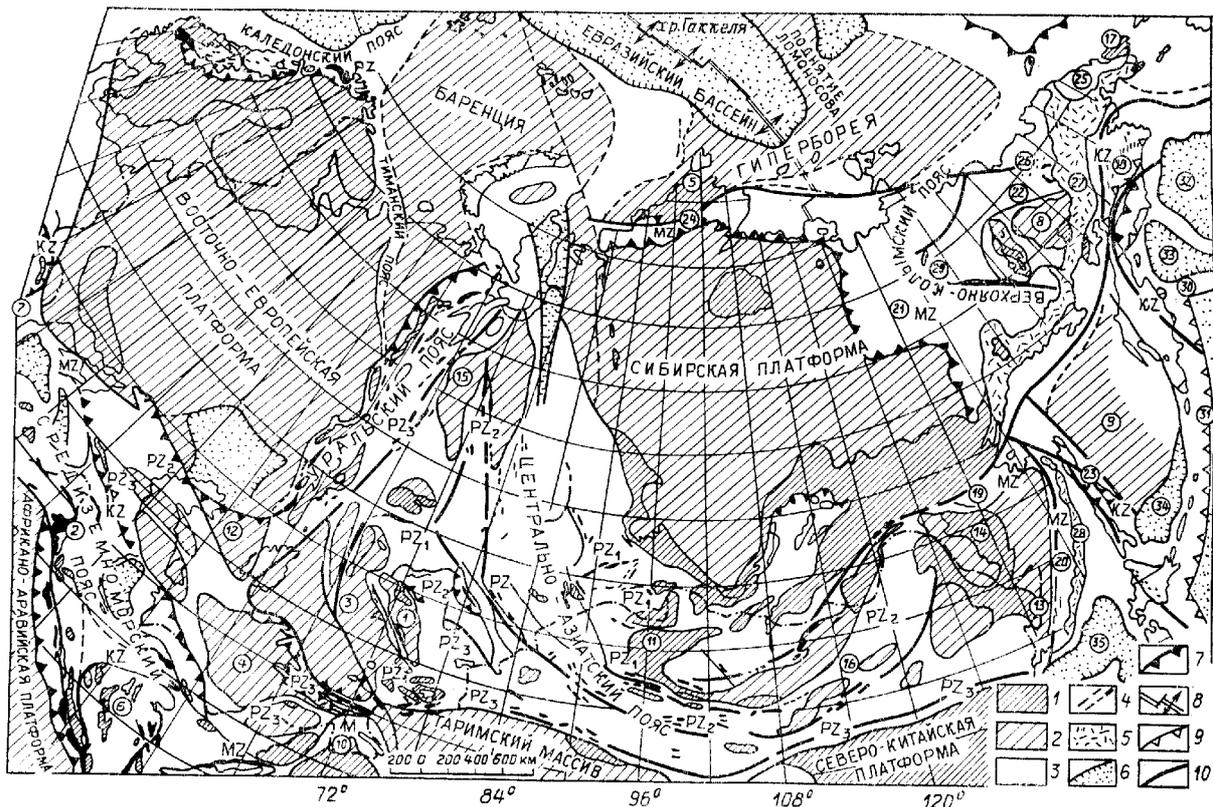


Рис. Схема геодинамического районирования Северной Евразии.

1 - выступы докембрийского фундамента; 2 - докембрийский фундамент под чехлом более молодых отложений; 3 - складчатые пояса; 4 - офиолиты; 5 - окраинно континентальные вулканические пояса; 6 — бассейны с океанической корой; 7 - фронт шарьяжей; 8 - ось спрединга; 9 - зоны субдукции; 10 - шовные зоны и крупные сдвиги.

Цифры в кружках: древние массивы (1 - Атасу-Моинтинский, 2 - Нахичеванский, 3 - Казахстано-Северо-Тянь-Шаньский, 4 - Каракумский, 5 - Карский, 6 - Лутский, 7 - Мизийский, 8 - Омолонский, 9 - Охотоморский, 10 - Памирский, 11 - Тувино-Монгольский, 12 - Устюртский, 13 - Ханкайский, 14 - Хингано-Буреинский, 15 - Ханты-Мансийский, 16 - Центрально-Монгольский, 17 - Восточно-Чукотский); складчатые пояса (18 - Корякско-Камчатский, 19 - Монголо-Охотский, 20 - Сихотэ-Алиньский); складчатые зоны (21 - Верхоянская, 22 - Олойско-Алазейская, 23 - Сахалинская, 24 - Таймырская, 25 - Чукотская, 26 - Южно-Ануйская); прочие структуры (27 - Охотско-Чукотский вулканический пояс, 28 - Сихотэ-Алиньский вулканический пояс, 29 - магматический пояс хр.Черского, 30 - Алеутская островная дуга, 31 - Курило-Камчатская островная дуга); котловины окраинных морей (32 - Алеутская, 33 - Командорская, 34 - Южно-Охотская, 35 - Япономорская). Индексами указано время главных складчатых деформаций.

осадков (Тимано-Печорская плита), формирующих с осадочных чехлом Восточно-Европейской платформы единый комплекс.

Между Восточно-Европейской и Сибирской платформами выделяется крупный Урало-Монголо-Охотский складчатый пояс. В составе пояса можно наметить три крупных сегмента: Уральский, Центрально-Азиатский и Монголо-Охотский. Уральскую часть пояса образуют складчатые сооружения субмеридионального простирания, сформированные на окраине Восточно-Европейского континента в конце палеозоя в результате закрытия Уральского океанического бассейна. Большая часть складчатых структур Центрально-Азиатского сегмента находится за границами Российской Федерации (Казахстан, Монголия). На территории России к складчатым сооружениям этого сегмента Урало-Монголо-Охотского пояса следует отнести структуры юго-западного обрамления Сибирской платформы (Алтае-Саянская область, Западное Забайкалье, Витимская горная страна). Формирование этой части пояса связано с развитием и закрытием океанических бассейнов Палеоазиатского океана. На этой территории описаны офиолиты с возрастом от 900 до 300 млн лет. Складчатость была диахронной в разных частях пояса. Можно наметить несколько наиболее крупных тектонических этапов, связанных с аккреционно-коллизийными событиями, результатом которых являлся постепенный прирост континентальной коры Сибири: позднедокембрийский (предвендский) на Енисейском кряже, Восточном Саяне, Забайкалье, каледонский – центральная часть Алтае-Саянской области, герцинский – западная часть Алтае-Саянья.

Самый восточный Монголо-Охотский сегмент пояса, включает на территории России узкую полосу складчатых сооружений субширотного простирания заключенных между Сибирской платформой и Хингано-Буреинским массивом. Формирование этого сегмента пояса связано с закрытием Монголо-Охотского океанического залива Палеопацифики в конце палеозоя - начале мезозоя. Закрытие бассейна разделявшего Сибирскую окраину Азии и Хингано-Буреинским составной террейн проходило постепенно с запада на восток. и завершилось лишь в конце юры.

Северное обрамлением Сибирской платформы занимает Таймыро-Североземельская складчато-покровная область, сформированная в конце палеозоя в результате столкновения Арктической окраины Сибири с крупным Карским микроконтинентом. В ее составе можно различить три зоны: Южно-Таймырская, тектонически связанная с окраиной Сибирского палеоконтинента, Центрально-Таймырская, представляющая собой позднедокембрийский аккреционный пояс и Северо-Таймырская, отвечающая структурам Карского микроконтинента.

Северо-восточную часть Евразийского континента формирует ряд мезозойских (киммерийских) тектонических комплексов. Здесь представлены разнородные тектонические элементы, объединяемые в Верхояно-Чукотский пояс. В пределах этой обширной территории можно выделить Верхоянскую складчато-покровную область, Колымо-Омолонский супертеррейн, Чукотскую складчато-покровную область. Структуры Верхоянья представлены мощным осадочным комплексом, формирование которого началось в позднем рифея и завершилось лишь в конце юры. Этот комплекс отвечает осадочной призме пассивной окраины Сибирского континента. Основным этапом деформаций связан с рубежом юра-мел. В результате аккреционно-коллизийных событий, мощный осадочный клин восточной окраины Сибири был деформирован и надвинут в сторону платформы с образованием во фронте складчатого сооружения Предверхоянского передового прогиба. Аккреционные комплексы Колымо-Омолонского супертеррейна представлены мозаикой различных по генезису и времени формирования тектонических блоков сформированных воедино в конце юры, перед

столкновением с верхоянской окраиной Сибири. Границей между складчатыми структурами Верхоянской и Колымско-Омолонской складчатых областями необходимо рассматривать Полоусненско-Колымскую сутутру, которая маркируется протяженным Колымским поясом гранитных батолитов мелового возраста. Территория Чукотки занята палеозойско-мезозойскими осадочными толщами, характеризующими режим пассивной континентальной окраины Арктического субконтинента. Здесь также как и для территории Верхоянья наиболее примечательными являются триасовые обломочные толщи флишевого строения. Однако структурный стиль Чукотской складчатой области существенно отличается от Верхоянского региона и, в общем случае, может быть охарактеризован как блоковый. Западным ограничением Чукотской складчатой области является Южно-Ануйская аккреционная зона, чешуйчато-надвигового строения. Для этой зоны наиболее характерно развитие позднеюрских - раннемеловых океанических образований, которые тесно ассоциируют с островодужными комплексами близкого возраста. Южным ограничением мезозойских складчатых структур Верхояно-Чукотского региона является Охотско-Чукотский вулканический пояс. Он обладает очевидным сходством с современным вулканическим поясом Анд и, как и последний, маркирует активную континентальную окраину. Формирование вулканического пояса проходило в середине мела. Наиболее характерными являются андезит-риолитовые комплексы. Отмечается четкая поперечная петрохимическая зональность: во фронтальной (юго-восточной) части пояса развиты породы нормальной щелочности, а в тылу (вглубь континента) высококальциевые разности. Широко обнажены субвулканические интрузии того же состава и более крупные батолитовые тела гранитоидов известково-щелочного ряда, объединяемые под названием охотский батолитовый пояс. В отличие от колымского пояса батолитов эти гранитоиды имеют несомненно надсубдукционную природу. Аналогом Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса на юго-востоке Азии является Сихотэ-Алиньский пояс. Крайняя восточная часть территории России, лежащая в восточку от вулканических поясов, представлена, в основном аккреционными складчатыми зонами, наиболее типичным представителем которых является Карякско-Камчатский аккреционный пояс. Он состоит из разновозрастных, от мела до неогена, субдукционных комплексов, наложенных друг на друга. Самой поздней из этой серии является современная Курило-Камчатская островодужная система. В хаотичное нагромождение субдукционных комплексов включены чужеродные блоки позднепалеозойских и мезозойских пород, прибывших сюда из экваториальной области за счет перемещения плит Тихого океана. Все эти образования были "сгружены" перед краем Азиатского континента и нарастили его. Аккреция и, связанная с ней, складчатость протекали в несколько фаз в течение мела и кайнозоя, каждый раз сопровождаясь перескоком зоны субдукции на восток.

Значительная часть территории России занята мезо-кайнозойскими осадочными бассейнами, наложенными на палеозойское складчатое основание. К таким структурам относятся плитные комплексы территории Западно-Сибирской, Туранской и Скифской впадин. Формированию Западно-Сибирского плитного комплекса предшествовал пермо-триасовый эпизод рифтогенеза, приведший к утонению континентальной коры и заложению крупного седиментационного бассейна. Настоящая структура этой территории представлена мощным (до 12 км.) чехлом обломочных пород, которые характеризуется перемежаемостью мелководно-морских и континентальных фаций. Отмечаются следы многочисленных трансгрессий и регрессий, связанные с эвстатическими колебаниями уровня океана.

В отличие от Западно-Сибирской плиты, формирование мезозойско-кайнозойского плитного комплекса южного обрамления Восточно-Европейской платформы (Туранская и Скифская плиты) протекало в условиях окраинного моря и связано с развитием палеоокеана Тетис, на месте которого сейчас образованы складчатые сооружения Средиземноморского (Альпийско-Гималайского) подвижного пояса. На протяжении юры, мела, палеогена и неогена Туранская и Скифская плиты представляли собой шельфовую часть северной окраины этого океана. Осадочный клин представляет собой единый комплекс, сложенный континентальными обломочными формациями, которые в южном направлении фациально замещаются морскими терригенно-карбонатными и песчано-глинистыми отложениями. Формирование структуры Средиземноморского складчатого пояса обусловлено взаимодействием Восточно-Европейской плиты и массивов Средней Азии, с Африкано-Аравийской и Индийской плитами. В истории пояса выделяются два этапа: палеозойский, связанный с закрытием океана палео-Тетис и мезо-кайнозойский, обусловленный развитием и закрытием океана нео-Тетис. Пояс имеет мозаичную структуру и относится областям альпийского тектогенеза. В составе пояса выделяют ряд складчатых областей: Карпатская, Крымская, Кавказская, Копетдагская, Памирская, Гималайская и др., каждая из которых обладает своими индивидуальными чертами строения. В территорию России входит лишь горно-складчатое сооружение Северного Кавказа, а большая часть пояса находится за ее пределами.

Глава II Восточно-Европейская платформа и структуры ее обрамления

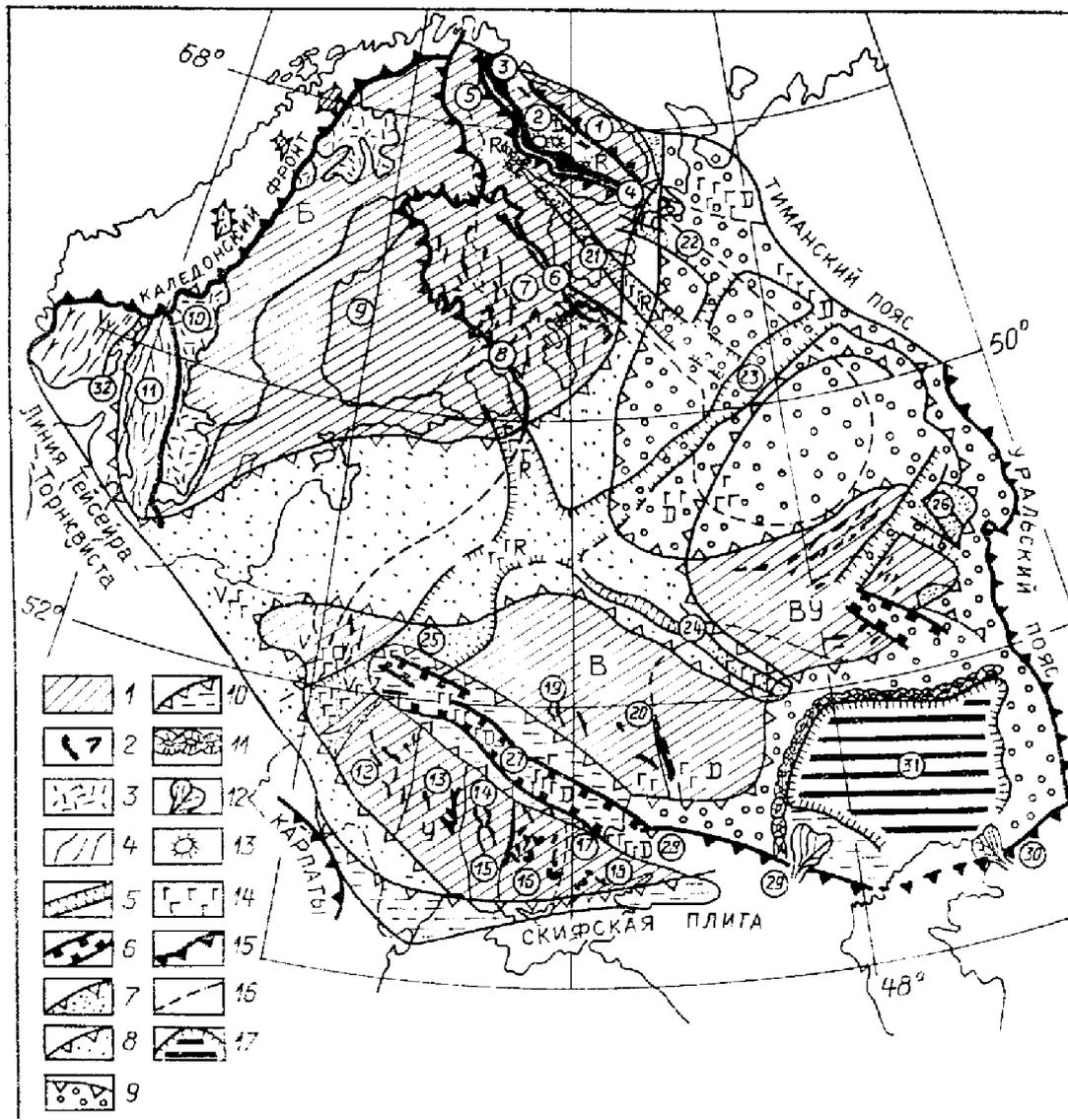
ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

Восточно-Европейская платформа отвечает одному из крупнейших континентальных блоков Евразии и принадлежит к поясу древних лавразийских платформ, к которому также относятся Сибирская и Северо-Американская платформы. Она представляет собой ромбовидную континентальную глыбу около 3000 км в поперечнике, основание которой было сформировано примерно 1,6 млрд. лет назад.

Во взаимоотношениях с окружающими платформу разновозрастными складчато-надвиговыми сооружениями можно выделить два основных типа. Так Урал, Карпаты отделены от платформы их передовыми прогибами наложенными на опущенные края платформы, а Скандинавские каледониды и байкальские складчатые сооружения Тимана по системе надвигов непосредственно перекрывают автохтонные комплексы платформы, причем шарьяжи могут достигать более 200 км. Однако традиционно и в том и в другом случае за границы платформы принято считать передовой фронт надвигов. На остальных участках своего периметра Восточно-Европейская платформа граничит с молодыми плитами - Среднеевропейской на западе, Скифско-Туранской на юге, причем и эти ограничения представлены разломами, частично субвертикальными, частично надвиговыми. Юго-восточный угол платформы занимает Прикаспийская впадина с корой субокеанического типа, традиционно включаемая в состав платформы. Границу на этом участке платформы обычно проводят вдоль погребенной Южно-Эмбенской зоны дислокаций. Впадина представляет собой реликтовый океанический бассейн, заполненный осадками мощностью до 20 км. и ее включение в состав Восточно-Европейской платформы, в таком случае, весьма условно. Западнее южная современная граница платформы приобретает более четкий характер - она проходит вдоль палеозойского надвига Донецко-Каспийской складчатой зоны, огибает Донецкий кряж и, заворачивая к западу, пересекает Азовское и Черное море состыкуется со сдвиговой зоной Тейсера-Торнквиста.

Докембрийский кристаллический фундамент обнажен главным образом по северо-западной периферии Восточно-Европейской платформы - Балтийский щит, а также на юге - в пределах Украинского щита. Кроме того к структурам кристаллического цоколя платформы относятся погруженные массивы - Воронежский и Волго-Уральский, большая часть которых перекрыта платформенными осадками мощностью до 1,5 км. Данные тектонические единицы имеют ярко выраженное крупноблоковое строение. Так в структуре Украинского щита различают пять, а Балтийского - шесть блоков, разделенных глубинными разломами или швами по которым они были спаяны. Каждый из блоков имеет индивидуальную внутреннюю структуру, а часто и вещественный состав, дисгармонирующий со смежными тектоническими единицами. На Балтийском щите обособливаются: Мурманский, Кольский, Беломорский, Карельский, Свекофенский и Свеконорвежский блоки. Украинский щит также образован несколькими блоками: Волыно-Подольским, Одесско-Белоцерковским, Кировоградским, Приднепровским, Приазовским. Можно предполагать, что аналогичные блоки образуют структуру Воронежского и Волго-Уральского массивов.

Древнейшими (AR_1) образованиями фундамента являются гранулит-гнейсовые области, сложенные преимущественно породами гранулитовой фации метаморфизма. По-видимому среди них имеются протоконтинентальные массивы сформированные на исходной коре океанического типа, реликтами которых являются тоналиты, ультрабазиты и другие породы имеющие изотопный возраст от 3700 до 3100 млн. лет.



Тектоническая схема Восточно-Европейской платформы:

1 — щиты и раннедокембрийские массивы, перекрытые маломощным чехлом осадков; 2 — раннедокембрийские комплексы зеленокаменных поясов; 3 — вулканоплутонические пояса, 1600—1700 млн лет; 4 — Дальсландский складчатый пояс, 800—1000 млн лет (Свеконорвежская зона); 5 — рифейские авлакогены; 6 — девонские авлакогены; 7 — рифейский осадочный чехол; 8 — венд-палеозойский осадочный чехол; 9 — верхнепалеозойский осадочный чехол; 10 — мезо-кайнозойский осадочный чехол; 11 — каменистоугольный—нижнепермский барьерный риф; 12 — верхнепалеозойские дельты; 13 — внутриплитный магматизм, ультраосновные-щелочные интрузии и карбонаты; 14 — внутриплитный вулканизм (траппы); 15 — фронт надвигов; 16 — предполагаемое продолжение границ докембрийских блоков; 17 — океаническое ложе Прикаспийской впадины.

Б — Балтийский щит, У — Украинский щит, В — Воронежский массив, ВУ — Волго-Уральский массив.

Цифры в кружках: Балтийский щит (1 — Мурманский блок, 2 — Кольский блок, 3 — Печенгский прогиб, 4 — зона Имаандра-Варзуга, 5 — Беломорский блок, 6 — Восточно-Карельская зона, 7 — Карельский блок, 8 — Западно-Карельская зона, 9 — Свекофенский блок, 10 — Готский вулканоплутонический пояс; Украинский щит (12 — Волинско-Подольский блок, 13 — Одесско-Белоцерковский блок, 14 — Кировоградский блок, 15 — Криворожская зона, 16 — Приднепровский блок, 17 — Орехово-Павлоградская зона, 18 — Приазовский блок); Воронежский массив (19 — Михайловская зона (КМА); 20 — Воронцовская зона); авлакогены (21 — Кандалакшский, 22 — Мезенский, 23 — Средне-Русский, 24 — Пачелмский, 25 — Волинско-Оршано-Крестцовский, 26 — Калтасинский, 27 — Припятьско-Днепропетровский); прочие структуры (28 — Донбасс, 29 — кряж Карпинского и Донецко-Астраханская надвиговая зона, 30 — Южно-Эмбинская зона, 31 — Прикаспийская впадина, 32 — грабен Осло)

К группе существенно гранулитовых блоков следует отнести Мурманский и Беломорский блоки Балтийского щита. Наиболее типичными из пород их слагающих являются высокоглиноземистые биотитовые гнейсы, т.е. метаморфизованные "зрелые" осадочные породы, и метаморфизованные вулканиты базитового состава, превращенные в том числе в амфиболиты и чарнокиты (гиперстенные гнейсы). Полям развития описанных метаморфитов свойственны крупные гранитогнейсовые купола. Они имеют округлую, либо вытянуты в одном направлении форму диаметром десятки км. В ядрах куполов вскрываются плагиогранито-гнейсы и мигматиты.

На территории Кольского и Карельского блоков Балтийского щита, а также на большей части Украинского щита между аналогичными гранитогнейсовыми куполами "зажаты" зеленокаменные пояса. Состав зеленокаменных поясов довольно однотипен для большинства древних платформ. Нижние части, как правило, сложены толщами основных эффузивов спилит-диабазового состава, иногда значительно метаморфизованных. Подушечное строение свидетельствует об излиянии этих базитов в подводных условиях. Верхние части разреза часто представлены кислыми эффузивами - кератофирами, фельзитами, с прослоями кварцитовых песчаников и гравелитов. По петрохимическим характеристикам указанные метавулканиты в большинстве случаев отвечают базальтам СОХ и базальтовым коматиитам, однако иногда в составе зеленокаменных поясов широко проявлены метаморфизованные известково-щелочные вулканиты базальт-андезит-дацитового состава. Структурное положение зеленокаменных поясов однозначно свидетельствуют в пользу того, что они представляют собой не что иное как швы столкновения различных блоков древнейшей коры. Стратиграфические контакты с окружающими гранулит-гнейсовыми комплексами нигде не наблюдается, они либо затушованы при более позднем совместном метаморфизме, гранитизации и деформации обоих комплексов, либо тектонические. В последнем случае зеленокаменные пояса представляют собой либо узкие, сильно сжатые синклинали, ограниченные разломами, либо довольно изометричные остатки тектонических покровов, надвинутых на гранулит-гнейсовое основание, которые сохранились в межкупольных пространствах. Изотопно-геохронологическое датирование позволяет считать, что формирование гранит-зеленокаменных областей на территории Восточно-Европейской платформы произошло в интервале 3100 - 2600 млн. лет. На геодинамическую природу зеленокаменных поясов нет однозначной точки зрения. Их связывают с опусканием и переработкой первичной сиалической коры над поднимающимся мантийным диапиром, либо видят аналогию с современными рифтами, которые "взломали" протоконтинентальную гранулит-гнейсовую кору, либо сопоставляют с современной системой островных дуг и окраинных морей.

Абсолютно индивидуальные черты строения в композитной структуре Балтийского щита имеет Свекофеннский блок. Он является типичным представителем гнейсово-сланцевых областей. Наиболее существенными отличительными признаками являются: отсутствие архейского фундамента; широкое развитие сланцевых и гнейсово-сланцевых толщ раннепротерозойского возраста, а также крупных гранитоидных плутонов, внедрившихся в диапазоне 1850-1700 млн. лет назад. Существенная роль в сланцевых разрезах принадлежит метавулканитам как основного так и кислого состава. По своему строению комплексы слагающие Свекофеннский блок близки гравуакко-вулканическим сериям фанерозойских складчатых поясов, сформировавшихся в окраинных морях, разделенных островными дугами. Таким образом Свекофеннский блок можно трактовать как образовавшийся в результате аккреционной тектоники. Граниты, повсеместно распространенные на территории блока, являются индикатором

коллизиионных процессов, в результате которых свекофениды были обдущированы и надвинуты на карельское основание с образованием протяженной (длиной почти 1500 км.) Западно-Карельской зоны надвигов, "срезающей" контуры Кольско-Карельского архей-протерозойского супертеррейна. К зоне этого надвига тяготеют выходы нижнепротерозойского (1.9 млрд.лет) офиолитового комплекса, свидетельствующего о заложении Свекофеннского пояса на коре океанического типа. На западной периферии Свекофеннского блока развит Готский (Трансскандинавский) вулканоплутонический пояс, сложенный магматитами мантийного происхождения. В составе пояса наиболее примечательны наземные кислые лавы, включающие риолиты, дациты, игнимбриты, а также лавы повышенной щелочности, перемежающиеся с агломератами и аркозами. Эффузивы ассоциируют с гранитными батолитами. Возраст лав и прорывающих их гранитов оценивается в 1750-1540 млн. лет. Состав и строение этого протерозойского вулканоплутонического пояса весьма сходен с окраинно-континентальными поясами андийского типа. Учитывая эту аналогию, можно полагать, что Готский пояс в протерозое занимал окраинное положение и формировался над зоной субдукции.

Состав и строение самой западной тектонической единицы Балтийского щита - Свеконорвежского блока также резко индивидуально. По своей структуре, истории развития и времени окончательной кратонизации этот тектонический элемент близок к гренвильскому орогенному поясу Северной Америки и рассматривается как восточное его продолжение. Время формирования наиболее древних пород Свеконорвежской зоны отвечают интервалу 1.75-1.9 млрд.лет. Они подверглись существенной переработке в эпоху готской (на уровне 1.7-1.6 млрд.лет) и дальсладской - свеконовержской (1.2-0.9 млрд.лет) орогении. Внутренняя структура блока отличается значительной сложностью и фактически представляет собой коллаж кратонных, островодужных и т.п. террейнов. Наиболее широко развиты в различной степени метаморфизованные вулканогенно-осадочные и терригенные толщи раннего-среднего протерозоя.

В целом, выходы раннепротерозойских комплексов Балтийского и Украинского щитов, тяготеют к шовным зонам, разграничивающим архейские блоки и в отличие от последних имеют более разнообразный состав и строение.

На востоке Кольского блока вблизи шовной зоны нижнепротерозойские отложения выполняют Кейвский синклиний и представлены одноименной серией, несогласно залегающей на архейских гнейсах. Кейвская серия выполнена осадками типичными для пассивной континентальной окраины: в основании содержатся конгломераты с обломками архейских пород, далее мощная толща высокоглинистых сланцев и парагнейсов, а в верхах - аркозовые песчаники, а также прослои доломитов, в том числе со страмоталитами. Возраст прорывающих серию гранитов равен 1900-2000 млн.лет.

Протерозой шовной зоны Кольского и Беломорского блоков (Печенгская и Имадра-Варзугская зоны) близок по строению и составу фанерозойским офиолитовым поясам. Подавляющую часть разреза составляют эффузивы основного, в меньшей степени среднего и ультраосновного составов. Многим лавам присуще подушечное строение. Среди лав встречаются горизонты конгломератов, аркозов и кварцитов, содержащих обломки архейских гнейсов и гранитов. Разрез насыщен телами гипербазитов, габбро, габброноритов и анортозитов. Вероятный возраст пород 1900 — 1800 млн. лет, возраст метаморфизма — 1800—1700 млн. лет. Весь описанный комплекс пород слагает серию тектонических пластин надвинутых на север - на Кольские гнейсы.

Раннепротерозойские комплексы Восточно-Карельской шовной зоны расположенной между Карельским и Беломорским блоками в геодинамическом плане связаны с субдукционными процессами. Эти образования описываются в составе

сумийского комплекса. Возраст отложений составляет ~ 2400 млн. лет. В целом комплекс образован двумя типами отложений - вулканогенными (тунгутская серия), для которых характерен непрерывный ряд от базальтов через андезиты до риолитов, и обломочными (сариолийская серия). Сумий Карельского блока был подвержен складчатости, метаморфизму и прорван плагиогранитами с возрастом ~ 2000 млн. лет.

Во внутренних частях архейских блоков с рубежа ~ 2,3 млрд. лет (селецкая складчатость) отмечается появление существенно терригенных осадков протоплатформенного чехла. Разрез этого комплекса представлен тремя толщами: ятулий - кварцевые конгломераты, гравелиты, песчаники, переслаивающиеся редкими покровами базальтов; суйсарий - глинистые сланцы, филлиты, доломиты с прослоями толеитовых базальтов; веписий - конгломераты и песчаники с силлами габбро-диабазов.

На Украинском щите к раннему протерозою принадлежит, знаменитая криворожская серия, вмещающая богатые залежи джеспелитовых руд. Она локализуется, главным образом, вдоль Криворожской зоны на границе между Приднепровским и Кировоградским блоками, а также вдоль Орехово-Павлоградской зоны, ограничивающей Приднепровский и Приазовский блоки, образуя узкие приразломные синклинии. Полным аналогом криворожской серии является хорошо известная курская серия Воронежского массива. Абсолютный возраст этих отложений попадает в интервал 2500-1880 млн.лет. Разрез представлен тремя толщами снизу вверх: существенно обломочная (кварцито-песчаники, конгломераты, филлиты, графитовые сланцы); флишеподобная (ритмичное чередования джеспелитов и кремнистых сланцев); терригенная (конгломераты, гравелиты, кварциты). Общая мощность 7-8 км, все отложения прорваны гранитами с возрастом 2.1 - 1.8 млрд.лет

Фундамент Восточно-Европейской платформы разбит узкими, глубокими (до 3 км и более) грабенообразными прогибами (авлакогенами) - отмершими лучами древних рифтовых систем. В истории развития платформы намечаются три главные эпохи грабено-образования: рифейская, девонская и пермская (грабен Осло).

Рифейские авлакогены наиболее многочисленны. Они образуют почти прямоугольную сеть северо-восточного и северо-западного направления и разбивают фундамент платформы на серию блоков, примерно отвечающих щитам и погруженным массивам. Самой протяженной (не менее 2000 км) является система грабенов северо-восточной ориентировки, простирающаяся от западного окончания Украинского щита до стыка Тимана с Уралом и состоит из двух самостоятельных авлакогенов: Оршано-Волыно-Крестцовского на западе и Средне-Русского на востоке. От места их сочленения на юго-восток отходит Пачелмский палеорифт, а на северо-запад менее четко выраженный — Ладожский. К Средне-Русскому авлакогену почти под прямым углом с севера подходят Кандалакшский и Мезенский грабены. На самом востоке платформы, на Волго-Уральском своде находится Калтасинский авлакоген. В составе комплексов выполняющих грабены преобладают среднерифейские красноцветные грубообломочные толщи, образовавшиеся за счет размыва близлежащих поднятий. Нередко в основании разреза появляются мощные (до 400 м.) лавовые покровы базальтов, пачки туфов, вулканических брекчий, а также силлы долеритов. Из магматических комплексов характерными являются бимодальные щелочно-ультраосновные серии с карбонатитами. Выше по разрезу рифейские вулканогенно-терригенные образования сменяются мелководно-морскими осадками вендского возраста, толщи которых переходят из грабенов на смежные блоки фундамента, что указывает на вовлечение в прогибание обширных участков платформы, формирование осадочных бассейнов и как следствие начало накопления платформенного чехла.

Со второй эпохой континентального рифтинга связано возникновение Припятско-Днепровско-Донецкого авлакогена, а также серии грабенов по восточной окраине платформы. Заложение Днепровско-Донецкого рифта, разделяющего Украинский и Воронежский массивы, произошло в конце среднего - позднем девоне и сопровождалось интенсивным магматизмом: излияниями щелочных базальтов, внедрением щелочно-ультраосновных интрузий. Для верхнего девона характерными являются эвапориты, маркирующие погружение палеорифта и соединение его с морским бассейном. В карбоне этот район был местом накопления мощных толщ параллических углей (Донбасс), а в конце перми его восточная часть в результате сближения Украинского, и Воронежского щитов подверглась интенсивным деформациям. Терригенное осадконакопление в пределах авлакогена продолжалось в течение всего позднего палеозоя и в мезозое.

Большая часть платформы за исключением щитов покрыта фанерозойским осадочным чехлом. Его формирование происходило в три этапа, напрямую связанных с растяжением фундамента и развитием окружающих ее океанов.

Венд-нижнепалеозойский комплекс слагает: полосу, пересекающую по диагонали Восточно-Европейскую платформу и отделяющую Балтийский щит от южных кристаллических массивов (Московская синеклиза); полосу, следующую вдоль линии Тейсейра—Торнквиста (Балтийская синеклиза) и полосу, протягивающуюся вдоль Тимана (Мезенская синеклиза). Осадочные бассейны этого времени сформировались либо над рифейскими авлакогенами, либо вдоль пассивных окраин Восточно-Европейского континента. Состав венд-нижнепалеозойского платформенного комплекса представлен мелководными песчано-глинистыми, а в верхах (ордовик—силур) — карбонатными осадками с эвапоритами. Немаловажным является широкое развитие тиллитов характерное для раннего венда, что указывает на покровное оледенение.

Средне-верхнепалеозойский комплекс местами наследует более ранние впадины, как в Московской синеклизе, но главный объем чехла сконцентрирован на восточной и юго-восточной окраинах платформы и в районе Днепровско-Донецкого авлакогена. На юге и юго-востоке платформы комплекс большей частью начинается со среднего девона. С начальными периодами его образования связано формирование структур растяжения - девонских грабенов. Наиболее полный разрез (с середины ордовика до нижнего карбона) характерен для восточной окраины платформы, где он вовлечен в покровно-надвиговые дислокации западного склона Урала. По своему составу он может быть уверенно сопоставлен с отложениями пассивных континентальных окраин. Наиболее примечательными для рассматриваемого комплекса являются карбонатные осадки, в том числе рифовые фации, многочисленные в раннем и позднем девоне, карбоне и ранней перми. Для позднего девона характерно распространение глинистых фаций, насыщенных органическим углеродом. Их накопление связано с застойными водами. В перми, в связи с ростом Урала и надвиганием шарьяжей на платформу, происходило постепенное осушение осадочного бассейна и формирование соленосных толщ. Итогом этого процесса стало формирование Предуральского краевого прогиба, заполненного мощной красноцветной молассой — продуктом разрушения Уральских гор.

Мезокайнозойский комплекс развит только по южной периферии платформы: в Прикаспийской впадине, в Припятско-Днепровском прогибе и Причерноморской впадине. За пределы этой полосы море проникало лишь узкими языками в поздней юре и раннем мелу, формируя маломощные толщи осадков. В составе комплекса преобладают терригенные толщи, лишь в период максимальной трансгрессии в

позднем мелу шло накопление писчего мела. Мощность комплекса невелика, лишь изредка превышает 500 м.

ТИМАНО-ПЕЧОРСКАЯ ПЛИТА

Тимано-Печорская эпибайкальская плита находится на крайнем северо-востоке Европейской России, между Восточно-Европейской платформой и горным сооружением Полярного и Приполярного Урала. Ее западной и юго-западной границей является Западно-Тиманский краевой шов. Восточным структурным ограничением Тимано-Печорской плиты служат передовые надвиги Урала и Пай-Хоя. На юге Западно-Тиманский шов примыкает к Западно-Уральскому надвигу, образуя так называемый Урало-Тиманский стык. Менее уверенной является северная граница со Свальбардской плитой.

Фундамент Тимано-Печорской плиты сложен позднепротерозойскими осадочно-метаморфическими породами с эффузивными и интрузивными образованиями. Выделяются два мегаблока фундамента - юго-западный Тиманский и северо-восточный Большеземельский. Они отличаются составом вулканогенно-метаморфических формаций, которые свидетельствуют об их образовании в областях с различными геодинамическими обстановками. Раздел этих мегаблоков устанавливается по системе Припечорского и Илыч-Чикшинского разломов. По геофизическим данным в фундаменте Тимано-Печорской плиты предполагается развитие метаморфических образований зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма, интродуцированных широким спектром магматических пород. Возраст консолидации фундамента рифей-раннекембрийский.

В соответствии с геофизическими построениями в западной части бассейна, охватывающей Тиманскую гряду и Ижма-Печорскую впадину господствуют рифейские метаморфические сланцы низших ступеней метаморфизма с отдельными массивами основных и ультраосновных пород. Выход фундамента на дневную поверхность известен в пределах Тиманской гряды, на крайнем западе плиты. Внутреннее строение Тиманского мегаблока примечательно северо-западной зональностью. Его неширокая западная зона сложена слабометаморфизованными терригенными формациями рифея с локальными интрузиями платформенного типа. Мощность рифея здесь 4-6 км. Восточнее, за Центрально-Тиманским разломом она увеличивается до 12-15 км. Наряду с терригенными породами распространены карбонатные (рифогенные) образования. Породы этой восточной, более значительной по площади, зоны сильнее дислоцированы и регионально метаморфизованы до зеленосланцевой фации. Магматические комплексы представлены габбро-диабазами на п-ве Канин и Среднем Тимане, постскладчатые двуслюдяными гранитами и гранодиоритами в полосе, примыкающей к системе Илыч-Чикшинского разлома, и орогенными и посторогенными щелочными габброидами, гранитами и сиенитами, приуроченными к Западно-Тиманскому разлому. Общее строение Тиманского мегаблока позволяет интерпретировать эту часть фундамента современной Печорской низменности как область развития отложений пассивной континентальной окраины.

С востока "сланцевая" область ограничивается линейной зоной, для которой можно предполагать наличие широкого петрографического разнообразия консолидированных образований - от слабометаморфических до высокометаморфизованных комплексов и изверженных пород от кислого до ультраосновного состава. Вдоль этой полосы тектонических разломов (Припечорского и Илыч-Чикшинского) повсеместно распространены магматиты и вулканогенно-осадочные

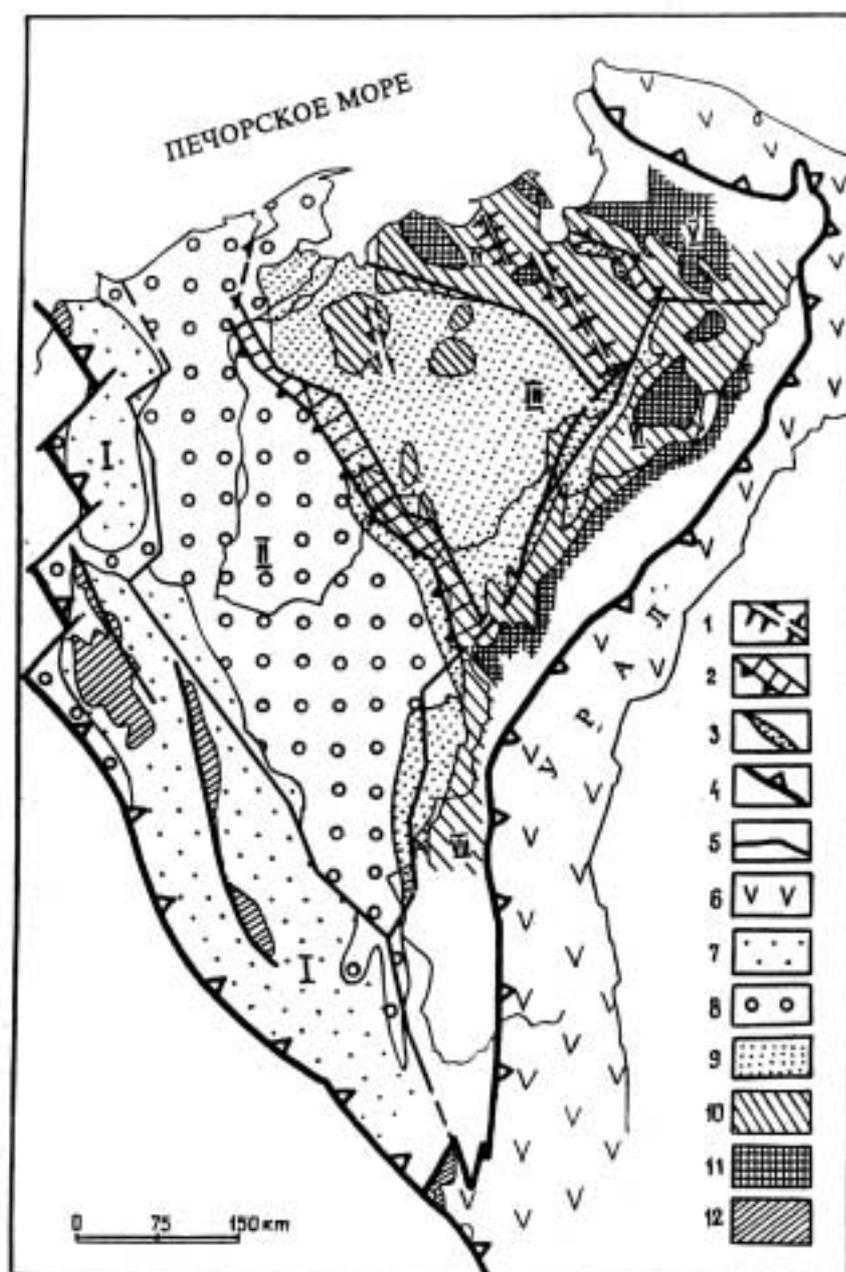


Схема районирования фундамента Тимано-Печорской плиты

1 - оси палеоспрединга; 2 - зоны палеосубдукции (коллизии); 3 - зона кулисообразных структур Гряды Чернышева (трансформная зона); 4 - Главный Уральский и Западно-Тиманский краевые швы (надвиги); 5 - разломы, 6 - Уральский складчатый пояс; 7-12 - области с различной глубиной кровли консолидированной коры (км): 7 - менее 2, 8 - 2-4, 9 - 4-6, 10 - 6-8, 11 - более 8; 12 - выходы фундамента на дневную поверхность. I-VII - Блоки (микроплиты) земной коры: I - Тиманский, II - Ижма-Печорский, III - Денисовско-Хорейверский, IV - Малоюский, V - Коротайхинский, VI - Косью-Роговский, VII - Верхнепечорский

породы. Основные вулканиды, амфибол-биотитовые гранитоиды и диориты встречены скважинами на западных участках зоны. Для восточных участков характерны габбро, габбро-диориты, габбро-диабазы, диориты и плагиограниты, т.е. породы с исходной базальтовой магмой. На всех участках зоны граниты имеют подчиненное значение и повышенную долю основных компонентов. Среди вулканогенных пород широко распространены эффузивы известково-щелочной серии. Вещественный состав перечисленных магматических ассоциаций свидетельствует о том, что их образование в позднем протерозое было связано с геодинамической обстановкой, свойственной островным дугам.

Отдельные районы Тимано-Печорской плиты с недостаточно мощной корой оказались предрасположенными к растяжению, вызвавшему образование рифтовых прогибов и повышенную проницаемость для внедрения основных магматических пород. Такая палеогеодинамическая ситуация возникла в системе Припечорского и Илыч-Чикшинских разломов и к востоку от нее - Денисовский прогиб, на территории которых в среднем-позднем рифее предполагается существование островной дуги, зоны субдукции и зарождающегося океана. В результате складчато-сдвиговых деформаций байкальского орогенеза произошли закрытие этого бассейна и образование вулкано-плутонического пояса, контролируемого системами разломов: Припечорского и Илыч-Чикшинских - на западе и Колвинских - на востоке. Вторая островодужная зона намечается в районе Полярного Урала. К западу от нее, на северо-востоке Тимано-Печорской плиты видимо находилась впадина океанского типа.

В центральной области плиты, охватывающей большую часть Печоро-Колвинского прогиба и Большеземельского свода, составляющих основную часть Большеземельского мегаблока характерны кристаллические толщи средних и высоких ступеней метаморфизма, что свидетельствует о распространении крупных дорифейских массивов коры. В керне большинства скважин, вскрывших верхний протерозой Большеземельского мегаблока, преобладают кислые вулканиды и туфы. Интрузивные породы представлены двуслюдяными гранитами, диабазами и гранитоидами. Их состав меняется от более ранних основных разностей к более поздним кислым. На территории Большеземельского мегаблока широко распространены также терригенные (венд-кембрийские) красноцветные породы с примесью туфогенного материала, телами и покровами кислых эффузивных пород. Они занимают самую верхнюю часть доордовикского разреза, являются продуктами размыта и переотложения вулканогенных пород рифея и могут рассматриваться в качестве молассовой формации байкальского орогенеза. На более низких стратиграфических уровнях разреза (в 1 км от его поверхности) по геофизическим данным предполагаются значительные массы основных пород. На востоке Большеземельского свода и во впадинах Предуральского краевого прогиба предполагается широкое развитие пород основного состава. Это обстоятельство допускает выделение в названных районах палеоблоков коры океанического или субокеанического типов.

Наличие известково-щелочных островодужных вулканических образований и их ассоциация с поясами метаморфизма высоких давлений свидетельствуют о типичных условиях субдукции в позднем докембрии. Складчатость, высокотемпературный метаморфизм и гранитные интрузии указывают на условия столкновения, приращения вулканических островных дуг и подстилающего их основания к окраине Восточно-Европейского континента. В этой связи складчатое основание Печорской низменности (Большеземельский мегаблок) можно интерпретировать как аккреционную мозаику, возникшую за счет столкновения различных мелких блоков. Выступы комплексов фундамента (доуралид) в Приполярном и Полярном Урале, а также на о-ве Вайгач

являются частями этого аккреционного массива, причлененного к Восточной Европе в самом конце докембрия - начале кембрия.

Таким образом в истории формирования фундамента Тимано-Печерской плиты можно наметить несколько основных этапов.

1. Средний протерозой (средний рифей). Этап, связанный с постепенным погружением окраины Восточно-Европейского континента и накоплением типично платформенных обломочных осадков. Во второй половине среднего рифея, пределах будущей Мезенской впадины начали закладываться рифты северо-западного простирания; на юге они торцово сочленялись со Среднерусской рифтовой системой северо-восточного простирания. Параллельно Мезенской системе, но северо-восточнее ее, простиралась Тиманская система, на основе которой в конце среднего рифея оформилась пассивная окраина Восточно-Европейского континента. Эта окраина простиралась до современной Припечерской зоны разломов, вдоль которой в течение позднего рифея - венда функционировала зона субдукции и связанная с ней система островных дуг. Восточнее предполагается существование оси спрединга и океанического бассейна в пределах которого могли находиться разновлекие обломки древней сиалической коры. Важно отметить, что структура востока Тимано-Печерской плиты очевидно продолжалась на Полярный и Приполярный Урал, где выступают породы еще одной вулканической дуги. Таким образом вулканические дуги и микроконтиненты должны были разделяться бассейнами типа окраинных морей с корой океанического типа.

2. Поздний протерозой (поздний рифей - венд). В пределах Тимано-Печерской плиты на границе внутреннего и внешнего шельфа в полосе современного Тиманского кряжа возник барьерный риф. На востоке продолжалось развитие вулканических дуг.

3. Поздний венд - ранний кембрий. Ознаменован крупными тектоническими событиями, связанными со байкальским орогенезом. Он был вызван столкновением системы островных дуг и микроконтинентов с северо-восточным краем Восточно-Европейского континента. Свидетелем этого процесса стало образование Предтиманского прогиба, выполненного пестроцветной вендской молассой, а на востоке будущей Печерской плиты и прилегающей части Урала - вулканогенной молассы.

В ордовике Тимано-Печерская область превратилась в северную часть пассивной окраины Восточно-Европейского континента, к востоку от которой произошло раскрытие Уральского океанического бассейна. Сложившаяся к настоящему времени структура осадочного чехла Тимано-Печерской плиты также является результатом стадийного тектонического развития. Эта стадийность синхронна эволюции Урала. Последовательная смена тектонических режимов отмечается в разрезе осадочного чехла плиты угловыми и стратиграфическими несогласиями.

Отложения первой стадии представлены базальной терригенной формацией нижнего-среднего ордовика, сменяемой карбонатами верхнего ордовика, силура и нижнего девона. Терригенные породы последнего развиты лишь на северо-западе региона. Все пространство плиты в это время представляло собой шельфовую область.

Следующая стадия (поздний палеозой - триас) связана с эпохой рифтогенеза, сопровождавшегося базальтовым вулканизмом на рубеже среднего - позднего девона, затронувшего консолидированное основание Тимано-Печерской плиты и последующим герцинским орогенезом, связанным с коллизионными процессами и закрытием Уральского палеоокена. В основании разреза плитного комплекса преобладают терригенные и терригенно-карбонатные отложения. Выше залегают угленосно-терригенными толщи, но основной объем, до верхнего карбона включительно сложен

карбонатными породами. Верхняя часть разреза обладает наибольшей формационной изменчивостью. В Приуральской части региона он состоит из орогенных формаций, представленных флишем, сероцветной молассой, соленосными отложениями, угленосными толщами, красноцветной и континентальной молассой. На остальной территории плиты флишоидная и сероцветная моласса латерально уступают место карбонатам, соленосные породы - ангидритам, угленосные - красноцветам. Появление в верхах разреза континентальной красноцветной молассы свидетельствует об осушении большей части Тимано-Печорской плиты, за счет которой седиментация в бассейне становится исключительно терригенной. На смену карбонатно-терригенному палеозойскому комплексу приходит терригенный мезозой-кайнозойский.

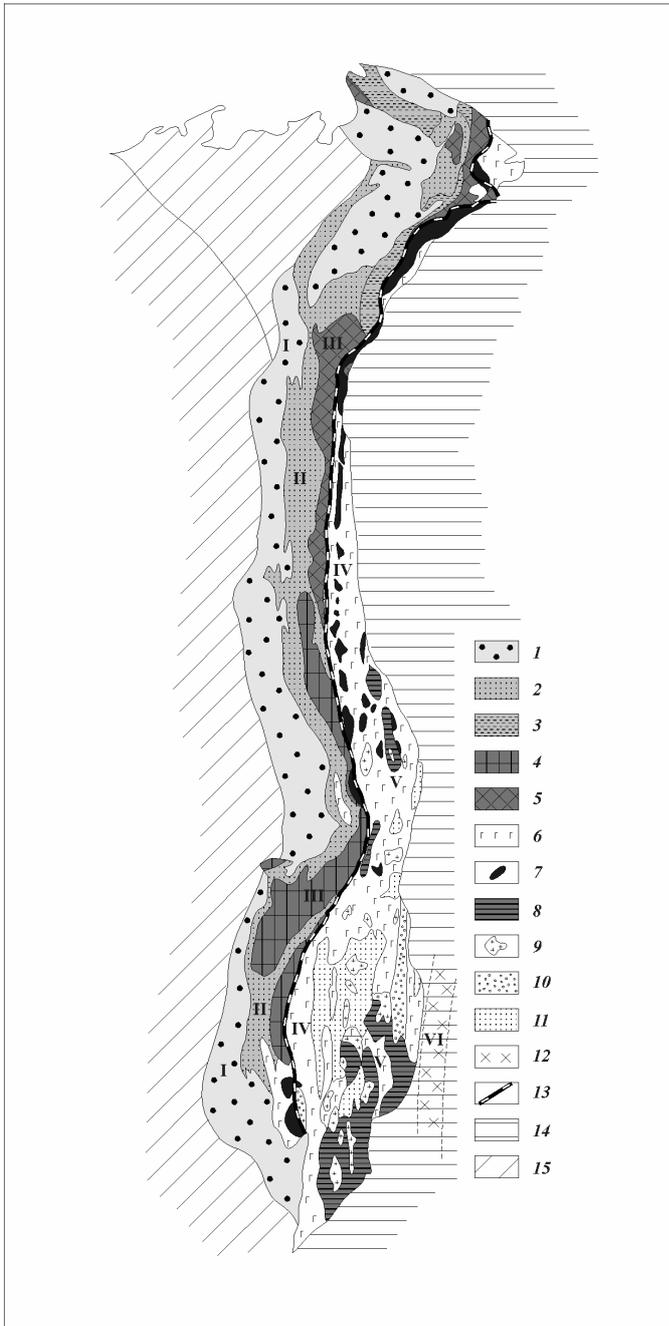
Терригенными породами мезозойско-кайнозойской стадии сложены среднеюрско-меловой и неоген-четвертичный интервал разреза Тимано-Печорской плиты. В основании отмечается крупный стратиграфический перерыв и угловое несогласие. В юре и раннем мелу Тимано-Печорская плита испытала слабое погружение, в позднем мелу и палеогене континентальная часть современной плиты полностью осушилась; лишь в прибрежной полосе и в море продолжалось малоинтенсивное континентально-морское осадконакопление. На заключительном неоген-четвертичном этапе развития региона большая его часть представляла равнинную сушу.

УРАЛЬСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Уральская складчатая область является составной частью Центрально-Азиатского подвижного пояса, разделяющего Восточно-Европейскую, Сибирскую, Таримскую и Китайско-Корейскую древние платформенные области. Складчатые сооружения Урала возникли на месте палеозойского Уральского океана, закрывшегося в конце позднего палеозоя в результате сближения Восточно-Европейской, Сибирской и Казахстанской континентальных глыб. Комплексы, слагающие его современную структура залегают в виде серии тектонических чешуй, надвинутых на окраину Русской платформы. Восточные границы скрыты под чехлом молодой Западно-Сибирской плиты. Уральская складчатая область представляет собой типичный пример линейных коллизионных структур субмеридианального простирания. Выделяют внешние (западные) зоны развившиеся на окраине Восточно-Европейского кратона или вблизи него, и внутренние (восточные), где широко представлены палеозойские комплексы океанического и островодужного генезиса. Границей между внешней и внутренней зонами служит полоса серпентинитового меланжа маркирующая сутуру Главного Уральского разлома.

Внешние зоны Урала включают автохтонные комплексы Предуральского краевого прогиба, Западно- и Центрально-Уральской складчатых зон.

1. Предуральский краевой прогиб, заполненный пермской континентальной молассой представляет собой пограничную с Восточно-Европейской платформой структуру расположенную вдоль западного борта всего сооружения Урала, кроме Мугодзар и Пай-Хоя. Ширина этой зоны варьирует от 50 до 100 км. В продольном направлении в структуре прогиба выделяется несколько впадин: Бельская, Уфимско-Соликамская, Верхнепечорская, Воркутинская и др. глубиной до 10-12 км. Доверхнекаменноугольные отложения прогиба сходны с одновозрастными толщами Русской плиты. Заложение прогиба началось в позднем карбоне, ранней перми и связано с коллизионными процессами. Первоначально он представлял собой



Тектоническая схема Уральского складчатого сооружения.

(I) Предуральский краевой прогиб: 1 - пермская моласса, (II) Западно-Уральская зона: 2- палеозойские шельфовые осадочные серии 3 - палеозойские батинальные осадочные серии склона континентальной окраины; (III) Центрально-Уральская зона: 4 - выступы архей-раннепротерозойского основания Восточно-Европейского кратона, перекрытые чехлом рифей-вендских осадков, 5 - позднедокембрийские аккреционные массивы сложенные рифей вендскими вулканогенно-осадочными комплексами; (IV) - Тагило-Магнитогорская зона: 6 - палеозойские субдукционные (островодужные) вулканические комплексы; 7 - палеозойские ультрабазит-габброидные массивы офиолитовой ассоциации; (V) - Восточно-Уральская зона: 8 - докембрийские и гранитизированные палеозойские комплексы бывших микроконтинентов, 9 - крупные батолиты коллизионных гранитоидов; 10 - грабеновые фации, 11 - осадки континентальной стадии; (VI) - Зауральская зона: 12 - погруженный Валерьяновский вулканоплутонический пояс; другие структуры: 13 - Главная Уральская сутура; 14 - мезо-кайнозойские отложения Западно-Сибирской плиты, 15 - преимущественно позднепалеозойские отложения плитного комплекса Восточно-Европейской платформы

относительно глубоководный бассейн, с дефицитным глинисто-кремнисто-карбонатным осадконакоплением. В западной части прогиба развиты биогермные известняки, а на востоке морские молассовые отложения. В кунгурское время в условиях отсутствия связи с океаном в застойных водах в южных частях Урала формировались эвапоритовые толщи, а в более северных - угленосные. Дальнейшие деформации и связанный с ними рост Урала привели в поздней перми, раннем триасе к интенсивному размыву складчатых сооружений и постепенному заполнению тылового осадочного бассейна типично молассовой толщей.

2. Западно-Уральская зона, представлена в современном эрозионном срезе деформированными палеозойскими отложениями, формировавшимися в условиях пассивной континентальной окраины Восточно-Европейской платформы. Палеозойские образования резко несогласно лежат на породах древнего складчатого фундамента, и представлены, главным образом, мелководными осадками. Нередки и тектонические покровы, перемещенные из более восточных зон, где в палеозое широко развиты океанические и островодужные комплексы. Наиболее типичными отложениями на западном склоне Урала являются шельфовые комплексы. Они, представлены породами, во многом аналогичными тем, которые развиты на Восточно-Европейской платформе. Возраст подошвы осадочного чехла закономерно омолаживается с севера на юг. В Пай-Хое и Полярном Урале разрез начинается с кембрия - раннего ордовика. На южном Урале основание шельфового разреза относится верхам ордовика. Состав подошвенной части разреза образован терригенными осадками, которые формировались за счет размыва пород фундамента Восточной Европы. В ряде случаев, в основании разреза отмечаются бимодальные комплексы вулканитов, который является четким показателем континентального рифтогенеза. Силурийский интервал разреза сложен преимущественно граптолитовыми сланцами. Начиная с верхнего силура в разрезе преобладают известняки. Для нижнего девона характерными являются мощные до 1500 м. рифовые известняки, образовывавшие барьерный риф, который располагался вдоль окраины Восточно-Европейского континента. На западе, на платформенном склоне, органогенные известняки слагают весь разрез вплоть до конца карбона - нижней перми. К востоку в сторону существовавшего в то время Уральского океана карбонатные отложения сменяются флишем. На коллизионном этапе, в конце палеозоя, в следствие, мощного давления континентальных масс с востока (в современных координатах) эти комплексы были дислоцированы и по принципу "домино" надвинуты друг на друга, что послужило причиной современной сдуплексированной структуры Западно-Уральской складчатой зоны.

3. Центрально-Уральская складчатая зона представляет собой область почти непрерывных выходов докембрийского кристаллического фундамента (доуралид). Древние массивы представляют собой фундамент микроконтинетов, отторгнутых в процессе рифтогенеза от Восточно-Европейского кратона, либо микроконтиненты вошедшие в современную структуру Урала в результате позднекембрийских коллизионных процессов. Для первых характерны рифейские комплексы, формировавшиеся на окраине раннекембрийского Восточно-Европейского континента. Типичными представителями этой группы являются Башкирский и Кваркушский массивы. Наиболее древние образования имеют здесь AR-PR₁ возраст и представлены гнейсами, амфиболитами и мигматитами. Выше залегают рифей-вендские осадочные толщи. Разрез сложен цикличной последовательностью обломочных и карбонатных пород, образовавшихся в основном в мелководных условиях за счет сноса обломочного материала с континента. На двух уровнях в этом

разрезе появляются вулканиты трахибазальтового состава, связанные вероятно с эпизодом растяжения и формированием пассивной окраины. Рифей-вендский комплекс перекрыт существенно карбонатными отложениями силура, девона, карбона, аналогичными Западно-Уральской зоне.

Ко второй группе доуралид относятся складчатые комплексы позднего докембрия, представленные островодужными и осадочными образованиями, которые присоединились к Европе в байкальское время (в конце докембрия). Блоки сложенные этими комплексами наиболее многочисленны на Северном и Полярном Урале в пределах Центрально-Уральского и Харбейского поднятий. В ядрах этих антиформных структур обнажается высокометаморфизованное породы (гнейсово-мигматитовая ассоциация). Периферические части представлены трансгрессивными вулканогенно-осадочными отложениями позднего рифея - венда и нижнего кембрия. Вулканиты представлены зонально-метаморфизованными породами дифференцированной базальт-андезит-дацитовой известко-щелочной кали-натровой серией, характерной для островодужных образований. Метаморфизованные вулканиты резко несогласно перекрыты платформенными отложениями ордовика. Часто в ассоциации с вулканитами в разрезе присутствуют глаукофановые сланцы, указывающие на аккреционно-коллизионную обстановку. Аналогичные следы столкновения и причленения блоков пород к Восточно-Европейскому континенту можно видеть и на Южном Урале в пределах поднятия Уралтау.

Зона Главного Уральского разлома представляет собой тектонический шов, выраженный мощной зоной серпентинитового меланжа изменчивой ширины - от нескольких до 20 км. Сам разлом является фронтальной зоной крупнейшего глубинного шарьяжа, по которому симатические комплексы восточных зон надвинуты на сиалическое основание западной части Урала. Останцами этого покрова являются разновеликие блоки и пластины различных комплексов пород развивавшихся на коре океанического типа, которые встречаются во внешней зоне Урала. Остатки этих же пород, в том числе различные члены офиолитовой ассоциации: гипербазиты, габбро, подушечные лавы, кремнистые осадки и т.п., расположены среди развальцованной серпентинитовой матрицы, внутри полосы маркирующей зону надвига. Часто разлом выражена бластомиланитами, метаморфическими сланцами, в том числе глаукофановыми, эклогитами, т.е. породами формирующимися при больших давлениях. Развитие эклогит-глаукофанового метаморфизма может свидетельствовать о том, что большая часть этих комплексов возникла во фронтальных зонах островных дуг в условиях частой коллизии (например, островная дуга-микроконтинент или симаунт). Таким образом, формирование зоны главного Уральского разлома неразрывно связано с аккреционно-коллизионными процессами

Внутренние зоны Урала наиболее полно обнажены в Южном Урале и включают Тагило-Магнитогорскую, Восточно-Уральскую и Зауральскую зоны

1. Тагило-Магнитогорская зона включает полосу прогибов, сопровождающую с востока зону Главного Уральского разлома. С юга на север обособливаются Западно-Мугоджарский, Магнитогорский, Тагильский, Войкаро-Щучьинский синклинии. По своему строению зона представляет синформную структуру, состоящую из серии тектонических покровов, наложенных друг на друга. В строении покровов участвуют ордовикско-каменноугольные плутонические, вулканогенные и осадочные комплексы пород, которые рассматриваются как образования океанических впадин, островных дуг, краевых вулканических поясов, связанных с ними глубоководных флишевых трогов и мелководных терригенных и карбонатных толщ, перекрывающих новообразованную в палеозое континентальную кору. Выступы докембрийского сиалического фундамента

здесь отсутствуют. В целом Тагило-Магнитогорское зону можно представить как поле развития океанических (офиолитовых) и островодужных (известково-щелочных) комплексов, составляющих известный зеленокаменный пояс Урала. Формирование вулканических комплексов островодужного генезиса в пределах восточной части Урала происходило в несколько этапов. Островодужный вулканизм начался в среднем ордовике и продолжался в силуре. Комплексы соответствующего возраста отмечены в пределах Сакмарской пластины. Более молодые ранне-средне девонские вулканы андези-базальтового типа слагают полосу вдоль восточного борта Магнитогорского синклиория (Ирендыкская дуга). Средне-позднедевонские и раннекарбоновые субдукционные комплексы вскрываются в пределах Магнитогорской полосы.

2. Восточно-Уральская зона - зона развития докембрийских комплексов бывших микроконтинентов с аллохтонами, сложенными породами офиолитовой ассоциации и островодужными комплексами. Комплексы доуралит внутренних зон складчатого пояса Урала слагают поднятия, такие как Зауральское и Восточно-Уральское, Мугоджарское (последние иногда объединят в Урало-Тобольский антиклинорий или выделяют в качестве гранитно-метаморфической оси Урала). В их состав входят преимущественно докембрийские толщи, а также нижнепалеозойские образования, часто неопределенного возраста, которые в результате высокотемпературного метаморфизма иногда становятся неотличимыми от докембрия.

В отношении природы доуралит Восточно-Уральской зоны нет единого мнения. Многие исследователи предполагают, что все они являются обломками древнего фундамента которые принадлежали либо другим континентам, либо были отторгнуты от Восточной Европы при образовании Палеоуральского океана и присоединились к Восточно-Европейскому континенту при закрытии океана в позднем палеозое и, таким образом, включены в структуру Урала на аккреционно-коллизионном этапе его развития. С уверенностью такую модель можно принять только для Зауральского массива, в пределах, которого есть остатки чехла - кембрийские отложения и рифтогенный комплекс ордовика - показатель раскола. В большинстве же своем в структурном отношении доуралиты представляют собой гранитогнейсовые купола, с характерным двухъярусным строением. В ядрах куполов, образуя нижний ярус, преобладают AR-PR комплексы. Они подверглись многократному метаморфизму и метасоматическому гранитообразованию, в результате которого сформирован полифазный метаморфический комплекс: от центра купола наблюдается смена гнейсов и мигматитов на кристаллические сланцы и ближе к краям на амфиболиты с реликтами гранулитовой фации метаморфизма. Верхний ярус куполов составляет, так называемая, сланцевая оболочка, которая структурно не согласована с ядром и образует периферию куполов. Состав этой оболочки весьма разнообразен, среди них присутствуют офиолиты, осадки континентального подножия, шельфовые, рифтогенные и пр. комплексы, претерпевшие существенный метаморфизм.

Двухъярусное строение куполов можно интерпретировать как результат того, что породы верхнего яруса (океанические и островодужные комплексы палеозоя) аллохтонно перекрывают докембрий нижнего яруса. Образование самой структуры куполов наиболее естественно связать с диапировым всплыванием мобилизованного силикатического основания уже после того, как палеозойские комплексы были надвинуты на докембрийское основание. При этом метаморфизму подвергались как древние, так палеозойские комплексы. А сам метаморфизм носил концентрически зональный характер, убывая к периферии куполов. Время образования куполов соответствует времени внедрения гранитных массивов и отвечает заключительному этапу формирования складчатой структуры Урала - на рубеже карбона - перми.

3. Зауральская зона - наиболее восточная и наиболее погруженная область распространения палеозойских пород. Преимущественным развитием в этой зоне пользуются верхнедевонско-каменноугольные вулканогенно-осадочные отложения. Характерной чертой является присутствие вулканоплутонических комплексов. В состав этой зоны входит полоса известково-щелочных вулканитов нижнего-среднего карбона, отвечающая активной континентальной окраине Казахстана (Валерьяновский пояс). Пояс образован андезитами, андези-базальтами, дацитами и прорывающими их диоритами и гранодиоритами. С запада этот пояс сопровождается офиолитами и островодужными комплексами силура и девона, которые могут рассматриваться как остатки субдукционного меланжа, образованные перед его фронтом. К востоку от пояса в его тылу развиты карбонатные и карбонатно-терригенные отложения верхнего девона и нижнего карбона, ниже которых залегают красноцветы и вулканические породы сопоставимые с отложениями Центрального Казахстана.

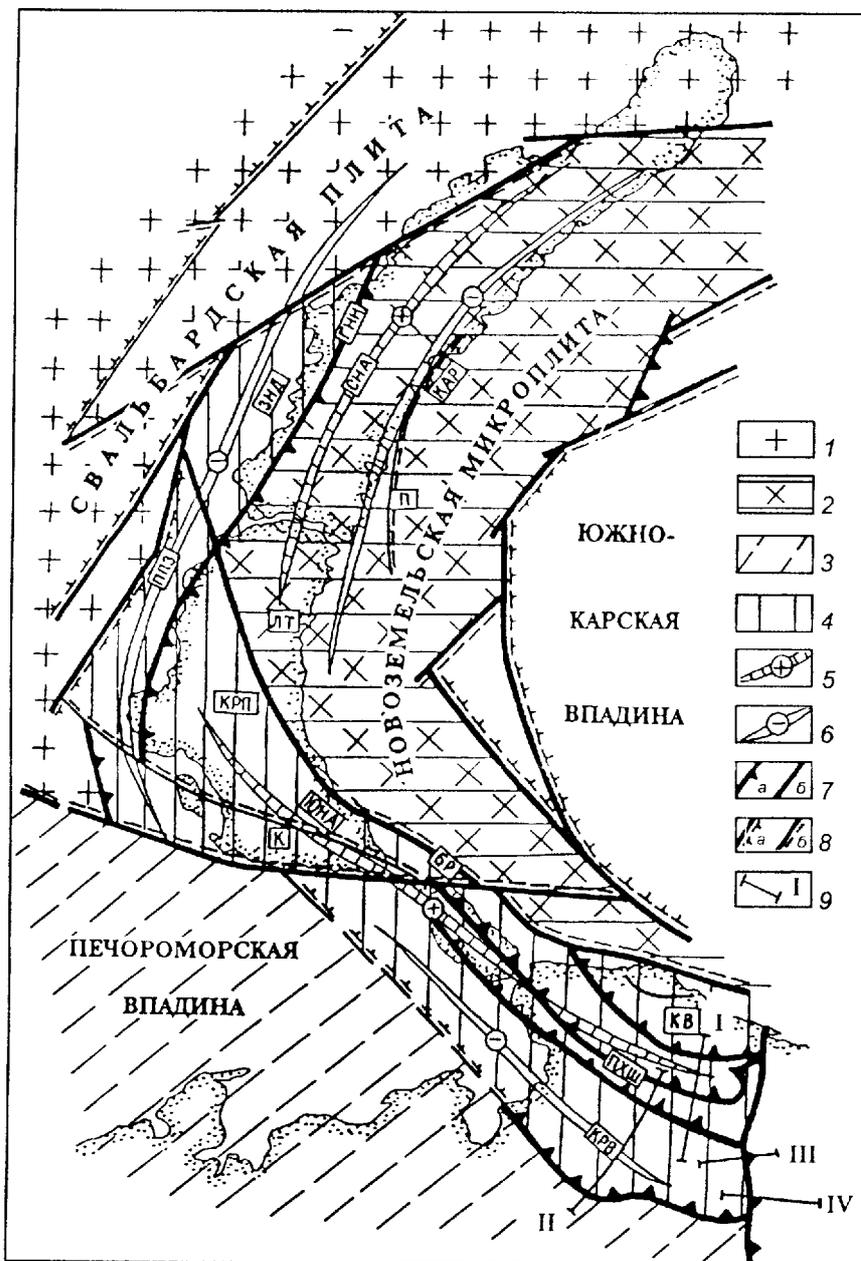
Согласно вышесказанному, общую структуру Урала можно представить образованной из двух структурных комплексов: нижнего автохтонного и верхнего аллохтонного. К нижнему структурному комплексу принадлежит фундамент Восточно-Европейской платформы, вместе с залегающим на нем чехлом осадков пассивной континентальной окраины во внешней части Уральского пояса, а также древние докембрийские массивы, которые представляют собой фундамент микроконтинентов, отторгнутых в процессе рифтогенеза от Восточно-Европейского кратона, либо микроконтиненты, вошедшие в современную структуру Урала в результате позднедокембрийских коллизионных процессов. Верхний структурный комплекс образован чешуями океанических и островодужных серий надвинутыми в сторону Восточно-Европейской платформы. Складчатое сооружение Урала возникло на месте прежнего океана за счет поглощения его коры. Уральский палеоокеан был унаследован от позднедокембрийского океанического бассейна и развивался на месте раскола окраины Восточно-Европейского континента. На протяжении всей истории Урала можно выделить три основных тектонических этапа:

1. Наиболее длительный этап связан с заложением и ростом океанического ложа (с вена по девон)
2. Интенсивная субдукция океанической коры во многочисленных зонах субдукции, связанных с островными дугами - девон, ранний карбон
3. Коллизия, связанная со столкновением Восточно-Европейского, Сибирского и Казахстанского континентов в позднем карбоне - перми.

Формирование складчатой структуры Урала закончилось в конце карбона или начале перми. Об этом говорит массовое внедрение гранитных батолитов и окончание формирования гранитогнейсовых куполов в западной части Урала. Возраст большинства гранитных массивов оценивается в 290-250 млн. лет. Перед фронтом Уральских гор был сформирован глубокий прогиб, куда поступали продукты эрозии. Дальнейшая Mz-Kz история Урала заключалась в его постепенном разрушении, денудации и формировании кор выветривания.

ПАЙХОЙ НОВОЗЕМЕЛЬСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

В современном структурном плане регион представляет собой сложнопостроенное складчатое сооружение, расположенное между седиментационными бассейнами шельфовых акваторий Баренцева и Карского морей на



Тектоническая схема Пайхойско-Новоземельского региона

1 – Свальбардская плита; 2 – то же, переработанная раннекеммерийским тектогенезом; 3 – Тимано-Печорская плита; 4 – Пайхойско-Новоземельский раннекеммерийский складчатый пояс; 5-6 – оси крупных структур: 5 – положительных, 6 – отрицательных; 7-8 – тектонические разрывы: 7 – на суше: а – главные надвиги, б – сбросы, 8 – в акватории: а – надвиги, б – сбросы; 9 – линии разрезов (см. рис.5-20).
Структуры: СНА – Северо-Новоземельская антиформа, ЮНА – Южно-Новоземельская антиформа, ПХШ – Пайхойский шарьяж, КРП – Кармакульский прогиб, ЗНД – Западно-Новоземельская зона дислокаций, ПНЗ – Приновоземельский прогиб, КАР – Карский прогиб, ЛТ – Литкенская антиформа, КРВ – Коротанхинская впадина, КВ – Карская впадина. **Надвиги:** ГНН – Главный Новоземельский, БР – Байдарацкий, П – Пахтусовский, К – Калоджинский

северном продолжении Урала. Структурный рисунок области определяется дугообразной конфигурацией сложного комплекса складчатых и дизъюнктивных структур, огибающих впадину Карского моря, а также тем, что осадочные комплексы, переработанные раннекиммерийским тектогенезом (перед юрой), формировались на различном основании, принадлежащем двум разновозрастным плитам. На архипелаге обособляются два разновозрастных протерозойских блока - южный позднерифейско-вендский (позднебайкальский) и северный раннепротерозойско-раннерифейский (гренвильский). Границей между ними служит зона глубинного Байдарацкого разлома. Южная и северная части Новой Земли характеризуются также различным строением палеозойско-раннемезозойского осадочного комплекса. На тектонической карте полоса раннекиммерийской складчатости, протягивающаяся в северо-западном направлении через Пай-Хой - Вайгач - южную часть архипелага, накладывается на байкальские структуры Печорской плиты. Средняя и северная часть Новой Земли располагается на переработанном киммерийской складчатостью блоке среднепротерозойской Свальбардской (Баренцевоморской) плиты.

В основании Южноновоземельского сегмента области лежит комплекс позднерифейско-вендского возраста, складчатые формы которого образованы позднебайкальским тектогенезом. В строении комплекса преобладают метаморфизованные терригено-карбонатные отложения, подчиненно развиты вулканогенные отложения с маломощными силлами и дайками габбрового состава. Выходы основания наиболее полно представлены на Пай-Хое, Вайгаче и на юге Южно-Новоземельского острова в пределах Пайхойского, Вайгачско-Южноновоземельского поднятий (Южноновоземельского антиформа). Докембрийский фундамент южной части области резко несогласно перекрыто деформированными осадками от ордовика до нижнего триаса.

Северновоземельская часть включает единый позднерифейско-раннемезозойский комплекс, залегающий непосредственно на раннепротерозойском (?) - раннерифейском кристаллическом фундаменте Свальбардской плиты. Крупный выход докембрийских отложений, протяженностью до 100 км находится на северо-западном побережье Северного острова. Толщи представлены слабометаморфизованными (до филлитов) песчано-глинистыми отложениями, содержащими позднерифейские-вендские микрофоссилии и перекрываются слоями с остатками кембрийских трилобитов. Граница между протерозоем и палеозоем согласная, постепенная. Флишоидные и сланцевые формации верхнего докембрия вместе с перекрывающими их граптолитсодержащими толщами кембрия-силура образуют единый структурно-вещественный комплекс, состоящий из флишоидных глубоководных формаций верхнего протерозоя-среднего ордовика и флишоидно-молассоидных известково-глинистых формаций верхнего ордовика-силура.

Сопоставление верхнедокембрийских комплексов юга и севера Новой Земли показывает, что несмотря на внешнее сходство, они существенно отличаются по характеру строения. Видимо источники сноса для них были различны. Наиболее существенным отличием является резкое несогласное налегание ордовикских толщ на протерозойские (с выпадением кембрия из разреза) и их различный вещественный состав на юге; в противоположность этому - непрерывность разрезов верхнего протерозоя-кембрия при их общей близости состава на севере. Различие в истории формирования докембрийских комплексов в существенной мере повлияло и на палеозойский этап геологического развития региона. В течение кембрийского периода на юге архипелага существовало пенепленизированное поднятие. Кембрий здесь

отсутствует и отложения его либо смыты, либо не отлагались; отсутствует или слабо развита ордовикская моласса. В это время на севере продолжал развиваться заложённый ещё в конце рифея-венда прогиб, заполнение которого молассоидными и ритмичными флишоидными формациями продолжалось до конца силура.

В южных частях региона в ордовике - силуре накапливались мощные толщи мелководных карбонатных и терригенно-карбонатных шельфовых осадков. Карбонатное шельфовое осадконакопление продолжалось здесь до середины верхнего карбона.

В среднем девоне происходит разделение палеобассейнов с образованием двух зон с различными условиями осадконакопления. На востоке и в центральной части формируется глубоководный прогиб, в котором накапливаются батинальные карбонатно-кремнисто-глинистые осадки. На юго-западе и западе сохранялась область мелководного карбонатного осадконакопления. Заложение прогиба сопровождалось базитовым магматизмом с петрохимическими особенностями современных океанических толеитов, синхронного с процессами рифтогенеза в Тимано-Печорском регионе, на Пай-Хое и в акватории Баренцева моря.

На протяжении второй половины карбона - перми на севере Новой Земли формировались маломощные прибрежно-морские карбонатно-терригенные толщи. На остальной территории осадконакопление к концу карбона повсеместно становится глубоководным. В поздней перми глубоководный прогиб начал заполняться обломочным материалом, поступающим в большом количестве с Уральского орогена. К середине триаса прогиб завершил свое развитие. На рубеже триаса - юры весь регион испытал мощные деформации и складчатость, сопровождавшееся внедрением гранитоидов.

На границе мела- палеогена образовалась Карская астроблема - одна из крупнейших импактных структур.

Глава III. Сибирская платформа и структуры ее обрамления

СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

Сибирская платформа занимает центральное место в структуре Северной Азии и располагается в междуречье крупнейших рек Восточной Сибири - Енисея и Лены. В плане Сибирская платформа имеет форму неправильного многоугольника, несколько расширяющегося к югу. Юго-восточная граница Сибирской платформы совпадает с Монголо-Охотским швом, отделяющим раннедокембрийские кристаллические комплексы Станового блока от складчатых сооружений Монголо-Охотского пояса сформированного в конце триаса – юре. К западу поля развития раннедокембрийских образований Станового блока «теряются» в море раннепалеозойских гранитоидных батолитов и вулканитов Байкальской складчатой области. Здесь граница платформы проводится в значительной степени условно по субмеридиональной линии, продолжающей к югу Жуинский разлом. В пределах Северного Прибайкалья граница распространения комплексов окраины Сибирского кратона находится внутри хорошо выраженной Северо-Байкальской или Патомской дуги. Эта территория в рифее, венде и раннем палеозое представляла собой пассивную окраину Сибирского континента, которая была деформирована в результате аккреционно-коллизийных событий на юге Сибири. Юго-западную окраину кратона формируют сооружениями Саяно-Енисейской складчато-покровной области. Вся западная периферия Сибирской платформы перекрыта мезо-кайнозойский осадочным чехлом Западно-Сибирской плиты. Здесь граница платформы достаточно условно проводится по долине р.Енисей. На севере платформенные комплексы Сибирского кратона погребены под осадками Енисей-Хатангского прогиба – ответвлением Западно-Сибирского эпипалеозойского бассейна и ограничены структурами Таймырско-Североземельской складчато-покровной области. Восточную периферию Сибирского кратона образуют деформированные комплексы Верхоянья. Здесь преимущественно осадочные комплексы сформировавшиеся на окраине Сибирского континента в течении палеозоя и мезозоя сорваны с кристаллического основания и надвинуты в сторону платформы. Во фронте надвигов сформирован Предверхоянский краевой прогиб.

Фундамент кратона выступает на поверхность на юго-востоке, в пределах Алдано-Станового щита. В его структуре различаются два главных тектонических элемента – собственно Алданский мегаблок занимающий северную часть щита и расположенный южнее Становой мегаблок.

Алданская глыба субмеридиональными разломами разбита на три тектонических элемента. Западный Чара-Олекминский и восточный Батомгский представляют собой типичную гранит-зеленокаменную область, а расположенный между ними Центрально-Алданский (Алдано-Учурский) является представителем гранулит-гнейсовых областей.

В пределах Центрально-Алданской блока распространены плутонические породы тоналит-трондьемитового состава. Подчиненное значение принадлежит двум супракрустальным толщам. Первая сложена высокоглиноземистыми сланцами и кварцитами, т.е метаморфизованными «зрелыми» осадочными породами продуктами переотложения древних кор выветривания. Для второй типичными являются основные кристаллосланцы, метаграувакки, метапелиты, карбонаты и железистые кварциты. Первичными породами были вулканиты основного состава и алеврито-глинистые осадки с прослоями карбонатов. Породы претерпели как минимум две эпохи регионального амфилитового и гранулитового метаморфизма в позднем архее и

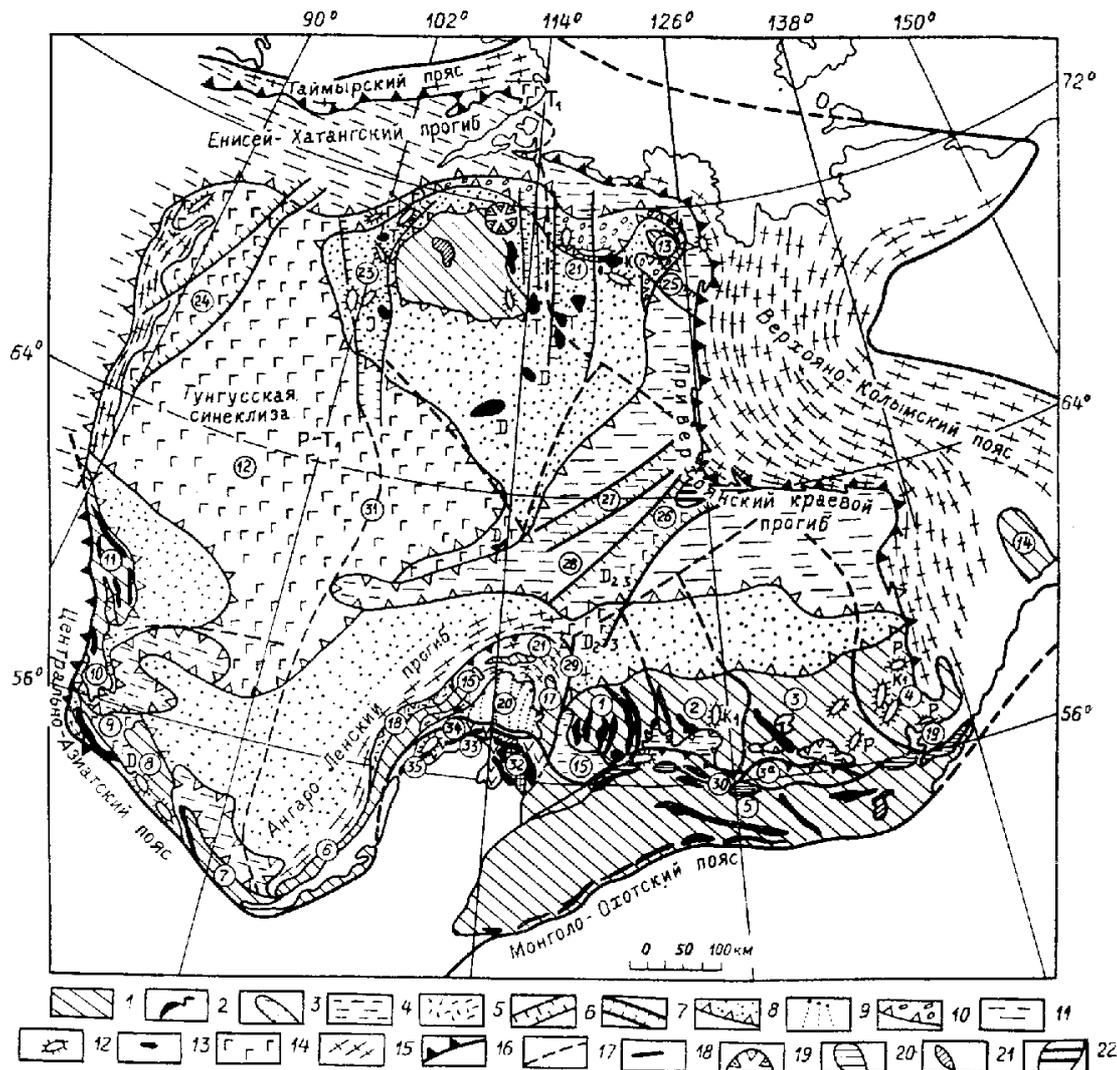


Схема тектоники Сибирской платформы:

1 — щиты и раннедокембрические массивы; 2 — зеленокаменные пояса; 3 — анортозитовые массивы; 4 — раннепротерозойский осадочный чехол; 5 — раннепротерозойские вулканические пояса; 6 — рифейские авлакогены; 7 — девонские авлакогены; 8 — рифейско-раннепалеозойский осадочный чехол (преимущественно отложения шельфа); 9 — то же (преимущественно отложения континентального подножия); 10 — верхнепалеозойский-мезозойский осадочный чехол; 11 — мезо-кайнозойский осадочный чехол; 12—14 — внутриплитный магматизм (12 — щелочно-ультраосновные и основные интрузии, карбонатиты, 13 — поля кимберлитов, 14 — траппы, щелочные базальты); 15 — платформенный чехол, смятый в складки; 16 — фронт надвигов; 17 — границы дорифейских блоков (пунктиром — под платформенным чехлом); 18 — граница Сибирской платформы; 19 — Попгайская астроблема; 20 — Муйская глыба; 21 — офиолиты Муйского пояса; 22 — океаническая кора Вилюйского авлакогена. Цифры в кружках (1 — Чара-Олекминский, 2 — Центрально-Алданский, или Иенгурский, 3 — Тимптоно-Учурский, 3а — Сутамский, 4 — Батомский, 5 — Становой, 6 — Прибайкальский, 7 — Шарыжалгайский, 8 — Бирюсинский, 9 — Канский, 10 — Енисейский, 11 — Нижне-Ангарский, 12 — Тунгусский, 13 — Оленекский, 14 — Охотский массив); другие структуры платформ (15 — Удоканский прогиб, 16 — Чуйское поднятие, 17 — Лонгдорское поднятие, 18 — Аkitканский вулканический пояс, 19 — Улканский вулканический пояс, 20 — Бодайбинский прогиб, 21 — Патомское нагорье); авлакогены (22 — Уджинский, 23 — Маймечинский, 24 — Игаро-Норильский, 25 — Кютюнджидский, 26 — Вилюйский (Кемпиджийский), 27 — Ыгыатгинский); 28 — Сунтарское поднятие, 29 — Жуинский разлом, 30 — Становой разлом, 31 — Таймыро-Саянский разлом, 32 — Муйская глыба, 33 — Муйский офиолитовый пояс, 34 — Муйский вулканический пояс, 35 — Олоkitская зона)

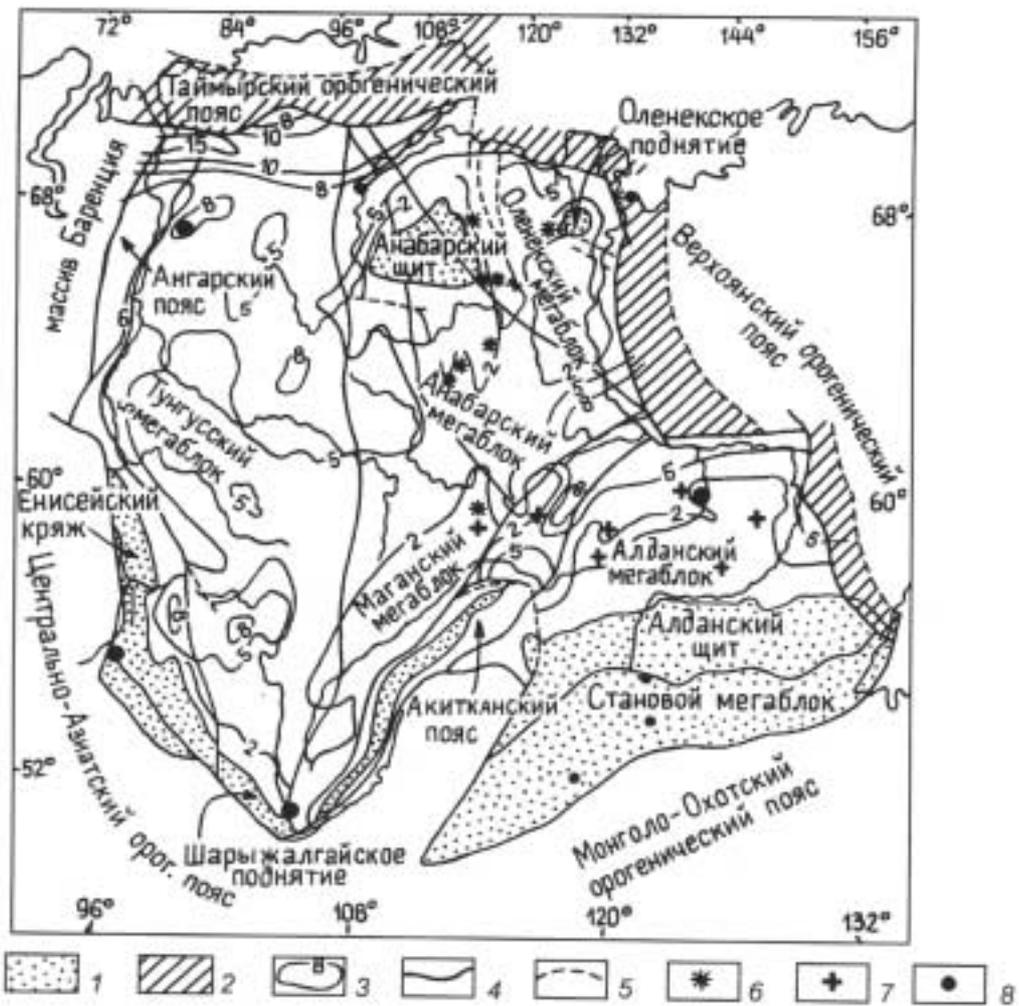
раннем протерозое. Полям развития указанных комплексов свойственны крупные гранитогнейсовые купола диаметром многие десятки км. Они формируют овальные и неправильные в плане сложные складчатые формы, в ядрах которых вскрываются граниты и мигматиты. По имеющимся изотопным датировкам формирования континентальной коры этих регионов произошло в интервале 3.5-3.8 и 3.5-3.0 млрд. лет.

Строению гранит-зеленокаменных областей Алданского мегаблока (Чара-Олекминский и Батомгский блоки) отличается большим разнообразием. В составе зеленокаменных поясов, простирающихся в меридиональном направлении преобладают вулканиты основного, реже среднего и кислого составов, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций, а также метаосадочные породы - гравуакки, пелиты, карбонаты и железистые кварциты. Формирование пород этого комплекса связано эволюцией океанических бассейнов, разделявших гранулитогнейсовые блоки основания. Последние сложены среднеархейскими (3.2-3.0 млрд. лет) диорит-тоналитами, монцодиоритами, гранулитами, кристаллическими сланцами, гнейсами. В результате сближения континентальных блоков и закрытия океанических бассейнов на коллизионном этапе 1.9-2.0 млрд. лет (т.е. в свекофеннскую тектономагматическую эпоху), были сформированы узкие прямолинейные прогибы, обладающие всеми признаками структурных швов. Этому же этапу отвечает широко проявленный гранитоидный магматизм.

Особое строение имеет Становой мегаблок, расположенный в южной части Алдано-Станового щита. Наряду с архейскими породами, метаморфизованными, как и на Алданском мегаблоке, в гранулитовой фации, широко распространены гнейсовые и гранитогнейсовые образования амфиболит-гранулитовой фации метаморфизма. Однако главной отличительной особенностью строения Станового блока является многократная тектономагматическая переработка, которая продолжалась здесь вплоть до кайнозоя. Наиболее интенсивно эти процессы проявлены на позднеюрском - раннемеловом этапе и вызваны субдукционными процессами со стороны Монголо-Охотского подвижного пояса.

К протерозойским комплексам Алдано-Станового щита относятся толщи удоканской серии, выполняющие одноименный прогиб на юго-западе Чара-Олекминской зоны. В качестве основной причины заложения этой впадины предполагают рифтогенез на рубеже 2.2 млрд.лет. Ее выполняет весьма мощная (до 12 км.) толща континентальных обломочных красноцветов. Нижняя часть этой толщи метаморфизована в зеленосланцевой и отчасти амфиболитовой фации и деформирована гранитогнейсовыми куполами, возникшими за счет ремобилизации архейского субстрата. Время метаморфизма 1.85-1.9 млн.лет. Приблизительно этому же моменту отвечает внедрение гранитов (Кодарский массив).

К протерозойским комплексам платформы принадлежат также вулканические пояса: Аkitканский, прослеживающийся в Приморском хребте вдоль западного побережья оз.Байкал, и Улканский, расположенный на восточной окраине Алданского мегаблока. Оба пояса формировались на рубеже 1700-1800 млн лет назад. Аkitканский пояс является эталоном протерозойских известково-щелочных вулканических поясов. Он сложен андезитами, трахитами, трахиандезитами, игнимбритами, порфиритами, многочисленными туфогенными образованиями, которые ассоциируют с грубообломочными вулканогенно-обломочными толщами молассоидного облика, что позволяет сравнить его с вулканоплутоническими поясами активных континентальных окраин. Аkitканский пояс фиксирует окраину Ангаро-Анабарской глыбы. Наличие



Тектоническая карта Сибирского кратона

Показывает докембрийские коровые провинции фундамента. 1 – области основных выходов фундамента на поверхность; 2 – палеозойские и мезозойские надвиговые пояса периферии кратона; 3 – мощность платформенного чехла (контуры, в км); 4 – главные сuture; 5 – разломы в платформенном чехле; 6 – пояса кимберлитов; 7 – то же, с коровыми ксенолитами; 8 – скважины, вскрывшие докембрийский фундамент

пояса показывает, что еще на границе раннего протерозоя и рифея эта глыба была отделена от Алданского блока.

Вторым крупным выходом фундамента на Сибирской платформе является, расположенный на севере Анабарский щит. В его строении принимают участие архейские гранулит-гнейсовые ареалы (Маганский и Далдынский террейны), раннепротерозойские комплексы континентальных окраин (Хапчанская террейн) и коллизионные зоны (Маганская, Котуйканская, Билляхская).

Маганский тоналит-грондьеми-гнейсовый террейн выделяется в западной части щита. Сложен биотитовыми, биотит-амфиболовыми ортогнейсами, присутствуют прослои метакarbonатов и кварцитов.

Далдынский эндербито-гнейсовый террейн занимает центральную часть щита. Ограничен с запада Котуйканской, а с востока Билляхской зонами меланжа и рассечен почти посередине Главным Анабарским разломом сдвиговой кинематики. Террейн сложен, в основном, первично изверженными эндербитами и основными кристаллическими сланцами, в меньшей степени развиты метаосадочные породы: кварциты, карбонатные отложения. Возраст протолита пород Далдынского террейна оценивается в 3.1 млрд лет. Гранулитовый метаморфизм и синхронные им деформации охватил породы субстрата обоих террейнов на уровне 2.8 млрд лет назад и сопровождался формированием чарнокит-эндербитовых ареалов.

Расположенный на востоке Хапчанский террейн сложен в основном раннепротерозойским метаморфизованными осадочными породами: известняками, доломитами, граувакками и мергелями. Такие породные ассоциации указывают на мелководные, шельфовые обстановки раннепротерозойской пассивной континентальной окраины. Метаморфизм хапчанской серии достигает гранулитовой фации. Возраст метаморфизма оценивается в 2.0-1.9 млрд.лет, а модельный возраст протолита не древнее 2.4 млрд.лет. Архейские эндербиты и кристаллические сланцы основания террейна, аналогичные породам Далдынского блока обнажены очень фрагментарно.

Структура Котуйканской и Билляхской коллизионных зон, сшивающих описанные гранулит-гнейсовые террейны представлена серией субпараллельных разломов сдвигово-надвиговой кинематики. Внутри этих зоны в виде крупных тектонических отторженцев залегают блоки гранулитов, анортозитов, сопровождаемых пироксенитами с возрастом 2.1 млрд лет. Вмещающим матриксом являются разнообразные катаклазиты, бластомилониты амфиболитовой фации и сопровождающие их мигматиты и автохтонные граниты с возрастом 1.85-1.9 млрд лет.

Описанный выше хапчанский комплекс распространен и к востоку от Анабарского щита и снова выступает на поверхность в вершине Оленекского свода. Маганско-Далдынский комплекс по геофизическим данным простирается под чехлом платформы на запад вплоть до меридионального Саяно-Таймырского разлома, рассекающего весь Сибирский кратон вплоть до оз.Байкал. Западнее этого разлома в фундаменте выделяется Тунгусский мегаблок, породы которого обнажены вдоль юго-западной, присаянской периферии кратона. Фактически они участвуют в новейшей структуре Восточно-Саянского орогена (см. главу "Саяно-Енисейская складчатопокровная область"), но первично принадлежали фундаменту кратона. Общая структура фундамента Сибирского платформы изображена на рис.

Формированию осадочного чехла на Сибирской платформе, как и на Восточно-Европейской предшествовал этап вунтриконтинентального рифтогенеза. Рифейские авлакогены образуют в теле Сибирского кратона довольно сложную сеть. Они выклиниваются к центру кратона и, напротив, открываются в сторону периферических

подвижных поясов. Наиболее ярко выражены системы рифейских грабенообразных впадин на севере платформы субмеридианального простирания: Уджинский, Маймечинский (Котуйский), Турухано-Норильский авлакогены. К девонскому периоду относится образование Вилюйской-Патомской системы грабенов, вытянутых в северо-восточном направлении в основании Вилюйской синеклизы.

Главные тектонические структуры чехла платформы хорошо видны на карте рельефа поверхности кристаллического фундамента (рис). В составе плитного комплекса принято выделять несколько структурных ярусов, отвечающих самостоятельным крупным тектоническим этапам его формирования: рифейский, венд-нижнепалеозойский, средне-позднепалеозойский, мезозой-кайнозойский. Каждый из них характеризуется своим структурным планом, особенностями состава слагающих осадочных и магматических комплексов.

Структурный план рифейского яруса плитного комплекса характеризуется наличием обширных плоских прогибов и поднятий, на фоне которых существовали более глубокие узкие грабенообразные впадины и, таким образом, приурочен к авлакогенам. Особенно многочисленны они на северо-востоке платформы и заполнены характерной грабеновой фацией с локальными проявлениями щелочного вулканизма, которая вверх по разрезу постепенно сменяется мелководно-морскими песчано-глинистыми и карбонатными осадками. Особенностью рифейского этапа развития плитного комплекса Сибирской платформы, по сравнению с Восточно-Европейской является то, что осадконакопление не ограничивалось рифтовыми трогами, а расплывалось и за его пределы. Устойчиво приподняты в течении всего рифея оставался Аданский щит. На поверхность породы рифея выходят на восточном склоне Аданского щита, Анабарском массиве и Оленекском поднятиях в пределах Турухано-Игарской зоны дислокаций.

В конце рифея-венде периферические зоны кратона превратились в пассивные континентальные окраины новообразованных океанских бассейнов. Структурный план венд-нижнепалеозойского комплекса и перераспределение ареалов осадконакопления неразрывно связано с тектоническими событиями на окраинах континента, т.е. с формированием обрамляющих платформу подвижных поясов. Первые признаки перестройки, нарушения целостности южной (в современных координатах) окраины платформы относятся к венду. Они привели к появлению барьеров суши в Енисейском крыже и Западном Прибайкалье и выразились в угловых несогласиях в основании венда. Венд-кембрийское время характеризуется общим погружением платформы и соответственно широкой трансгрессией моря. Поднятие выросло лишь на месте Восточного Саяна. Оно было связано с формированием каледонского фронта складок Южной Сибири. Остальные окраины Сибири продолжали испытывать спокойное погружение. В основании разреза залегают базальные конгломераты, гравелиты, песчаники постепенно сменяющиеся мелководно морскими и лагунными терригенно-карбонатными и гипсово-доломитовыми осадками. Отложения ордовика согласно залегают на кембрии, но распространены менее значительно - погружение платформы в основном происходило в западной Олекмо-Тунгусской части платформы. Начиная с позднего ордовика и в силуре преобладали восходящие движения. Постепенное воздымание юго-восточной части плиты в течении ордовика и силура стало прообразом заложения будущей Тунгусской синеклизы. Для отложений этого периода времени характерно сочетание мелководных карбонатных (известняки, доломиты, мергели), в меньшей степени - терригенных (аргиллиты, граптолитовые сланцы, реже алевролиты), а также сульфатных пород. Постепенная регрессия моря и осушение центральной и

юго-восточной части платформы к началу девона обусловлено столкновением и последующими деформациями, в пределах Байкальской складчатой области.

Новый этап в развитии плитного комплекса Сибирской платформы начался в девоне и связан с новым эпизодом континентального рифтогенеза и формированием Вилюйской системы авлакогенов на восточной окраине платформы. В результате этих процессов заложились огромный осадочный бассейн в Приверхожье, прогибание которого продолжалось и на мезозойском этапе истории развития плиты. В результате на востоке платформы оформилась обширная Вилюйская синеклиза.

Как самостоятельный структурный комплекс Восточно-Сибирской плиты выделяют каменноугольные, пермские и триасовые отложения Тунгусской синеклизы. Формирование впадины на месте Тунгусской синеклизы связано с растяжением и утонением континентальной коры над обширной горячей точкой мантии. Основание разреза впадины представлено терригенными породами тунгусской серии, насыщенной пластами каменных углей. Вверх по разрезу - к поздней перми - угленосная серия сменяется туфогенными отложениями и далее мощной трапповой формацией поздней перми - раннего триаса, сформированной в результате функционирования крупнейшего плюма.

Из других проявлений внутриплитного магматизма на территории Сибирской платформы известны рифейские щелочно-ультраосновные массивы в районе Уджинского авлакогена, а также в пределах Алданского щита. Широко представлены трубки взрыва и дайки, выполненные алмазонасными кимберлитами. Внедрение кимберлитовых тел происходило в три главные эпохи: в конце девона, в триасе и в мелу и приурочены к строго определенным районам, главными из которых являются Тунгусско-Вилюйская седловина, краевая часть Оленекского поднятия, юго-восточный склон Анабарского массива.

Формирование мезозой-кайнозойского структурного яруса плиты связан с триасовым рифтообразованием, в Западной Сибири и Енисей-Хатангском прогибе, в результате которого началось опускание прилегающих краев платформы. В целом в конце мезозоя в связи с формированием складчатых фронтов Верхоянской зоны и Таймыра, произошло постепенное осушение большей части платформы, и в течение кайнозоя платформа в основном, являлась областью денудации.

БАЙКАЛЬСКАЯ СКЛАДЧАТО-ПОКРОВНАЯ ОБЛАСТЬ

Тектоническая структура Байкальской складчатой области выражается рядом продольных зон дугообразной формы. По аналогии с Уралом здесь можно выделить внешние зоны, генетически связанные с платформой и внутреннее формирование которых обязано внутренним частям океанического бассейна.

Внешнюю часть составляет Байкало-Патомская складчатая зона (Патомское нагорье) сложенная осадочным платформенным чехлом начиная с низов рифея. Разрез имеет характерный для Сибири терригенно-карбонатный тип и представлен непрерывной последовательностью от низов рифея до кембрия, а местами даже до ордовика и силура, несогласно перекрывающей кристаллический фундамент. Наиболее распространенные рифейские отложения объединяются в патомскую серию состоящую из трех седиментационных циклов, каждый из которых начинается с конгломератов и заканчивается флишеидными отложениями с известняками и доломитами. В структурном плане зона представляет собой моноклираль или осадочный клин, утолщающийся в сторону внутренней части дуги. В этом же направлении мелководные шельфовые фации осадков постепенно сменяются глубоководными флишеподобными

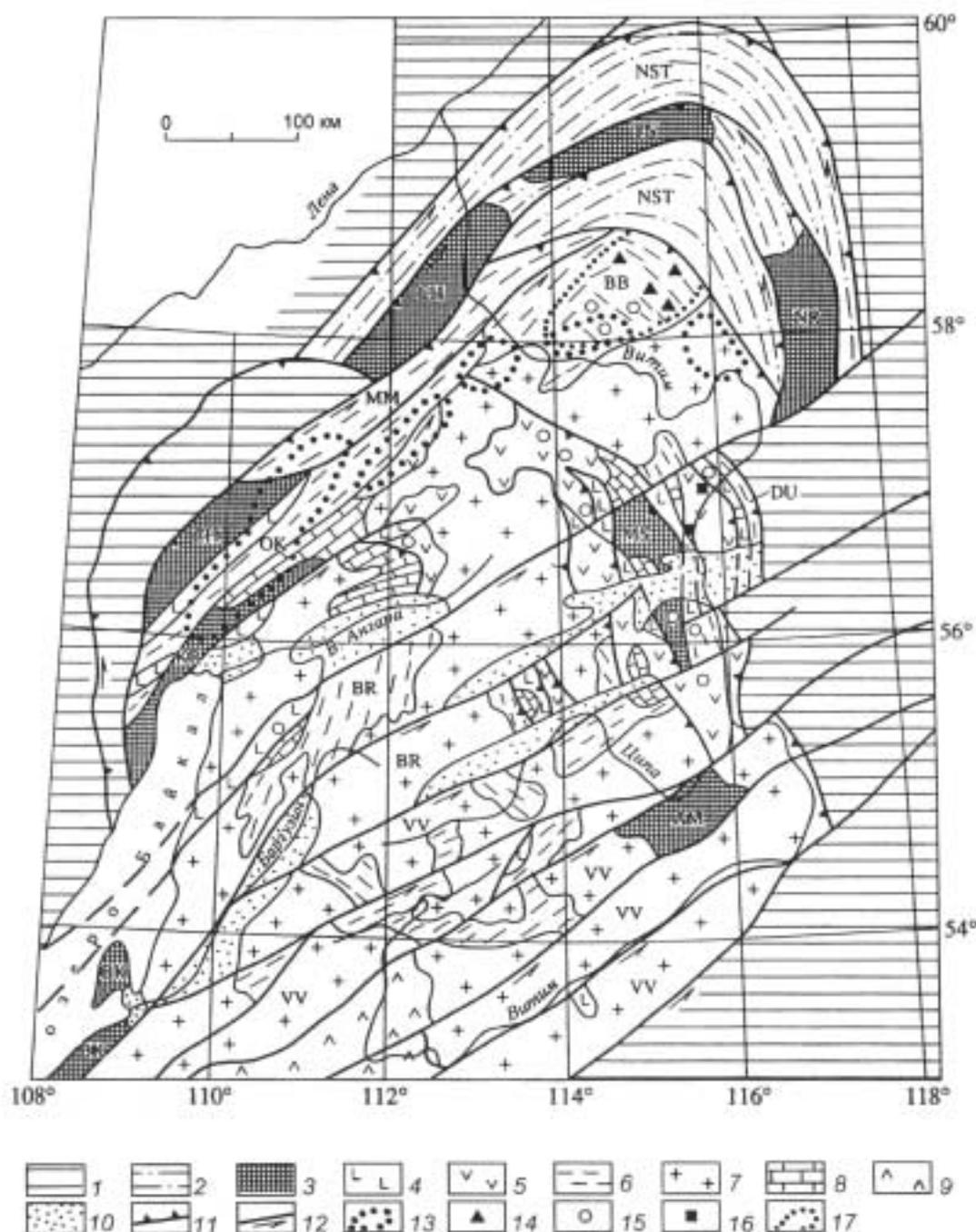


Схема террейнов и размещения золоторудных месторождений в Байкальской горной области

1 – Северо-Азиатский кратон; 2 – окраина Северо-Азиатского кратона (Патомский покровно-складчатый комплекс – NST); террейны: 3 – кратонные (Чуйский – CH, Тондский – TN, Нечерский – NR, Кичерский – KR, Муйский – MS, Амазатский – AM), 4 – Парамский океанический (R_1), 5 – Кизилский островодужный (R_2), 6 – турбидитовые рифейские (Мамский – MM, Олоkitский – OK, Бодайбинский – BB, Баргузинский – BR, Верхневитинский – VV, Делон-Уралский – DU), 7 – полихронные известково-щелочные гранитоиды (R_2 -PZ), 8 – постаккреционные перекрывающие терригенно-карбонатные отложения (V-E), 9 – Еравнинский островодужный (E), 10 – отложения (KZ) Байкальской рифтовой зоны; 11 – надвиги и взбросы; 12 – сдвиги; 13 – предполагаемые контуры рифейских океанических террейнов; месторождения и перспективные рудопроявления золота; 14 – золото-сульфидно-кварцевые прожилково-вкрапленные; 15 – золото-сульфидно-кварцевые жильные; 16 – золото-сульфидно-колчеданные прожилково-вкрапленные; 17 – контур, в котором сосредоточено 93% учтенного россыдного золота Патомского нагорья

(Бодайбинский прогиб). Наиболее ярким отличием осадочных комплексов Байкало-Патомской зоны от платформенного чехла Сибири является то, что породы внешней дуги смяты в серию линейных складок и опрокинуты в сторону платформы. Их более западными аналогами можно считать осадочные комплексы Прибайкальского прогиба. С внутренней стороны к Байкало-Патомской зоне примыкает Чуйско-Тонодская зона поднятий, представленная Чуйским, Тонодским и Нечерским поднятиями. Они представлены типичными для Сибирской платформы образованиями включающими серые гнейсы и гранит-зеленокаменные области. В целом Чуйско-Тонодская зона поднятий может рассматриваться в качестве области распространения выходов раннедокембрийского фундамента Сибирской платформы. В юго-западной части эта зона перекрывается субщелочными вулканитами Ачитканского окраинно-континентального пояса сформированного в конце раннего протерозоя. Южнее зоны поднятий располагается Бодайбинский прогиб, переходящий к юго-западу в более узкий Мамский, выполненные мощной толщей терригенных пород с редкими горизонтами карбонатов в средней части разреза. Бодайбинский разрез представляют собой фациальный аналог патомской серии, отмечающий смену шельфа континентальным подножием. Таким образом, вся внешняя часть складчатой области в геодинамическом отношении представляет собой позднепротерозойско-раннепалеозойскую пассивную континентальную окраину Сибири.

Южнее Бодайбинско-Мамской зоны прогибов расположены внутренние части Байкальской складчатой области, занятые обширным Баргузинским (Ангаро-Витимский) полихронным гранитным батолитом. Батолит сложен гранодиоритами, биотитовыми и лейкократовыми гранитами. Имеющиеся K/Ar датировки дают возраст от 543 до 350 млн.лет. Геологические наблюдения показывают, что гранитоиды батолита прорывают фаунистически охарактеризованные ниже-среднекембрийские отложения а галька гранитоидов находится в конгломератах верхнего кембрия ордовика. Вместе с тем например в провесах кровли батолита обнаружены породы с фауной ордовика., т.е. формирование гранитоидов или отдельных его частей возможно продолжалось и в ордовике. Имеются и более молодые датировки - 320-290 млн.лет. Формирование батолита в основном связывают с коллизионными процессами в обрамлении Сибирского континента. Баргузинский батолит почти полностью уничтожил первоначальную структуру складчатой области.

Наиболее важным отличием структуры внутренней части Байкальской складчатой области является отсутствие единого раннедокембрийского фундамента. Эти районы представляют собой коллаж террейнов, которые были аккретированы к Сибирскому кратону в конце докембрия и в палеозое. Северную, обращенную к Сибирской платформе область занимает Байкало-Муйская аккреционная зона. На севере этой зоны довольно хорошо распознается дуга докембрийских кристаллических (метаморфических) пород. На метаморфических толщах протерозоя залегают базальные конгломераты с галькой подстилающих пород, а выше располагаются полимиктовая обломочная толща, местами сменяющаяся известняками кембрия. Важным является отличие строения разреза позднедокембрийских-раннепалеозойских образований внутренних и внешних зон и соотношение разновозрастных толщ. Если в пределах платформенной области развит полный разрез верхнего рифея, венда и нижнего палеозоя, то для внутренних частей Байкальской области характерно отсутствие в разрезе практически всего рифея. Вместо флишевых фаций характерны прибрежные обломочные и шельфовые карбонатные фации в частности рифовые известняки. Наиболее древними образованиями этой зоны являются архейской-раннепротерозойские гнейсы и гранитоиды Муйской глыбы. Глыба окружена со

всех сторон офиолитами, которые продолжают до Байкала и образуют пояс (Парамский океанический террейн). Офиолиты включают гипербазиты, габбро, базальты и глубоководные кремнисто-глинистые породы датируемые рифеем (1000-900 млн.лет). Наряду с офиолитами в пределах Байкало-Муйской складчатой зоны широко представлены вулканиты известково-щелочной серии. В целом пояс вулканитов Байкало-Муйской зоны можно рассматривать в качестве рифейской энсиматической островной дуги (Килянский островодужный террейн). Точное время заложения этой дуги неизвестно, а заключительным этапом ее развития было становление габброидов и гранитоидов муйского комплекса, который датируется интервалом 880-700 млн.лет. Аккреция островной дуги к Сибирскому континенту произошла, вероятно, на рубеже рифея – венда, после чего в позднем венде и кембрии в пределах этой территории происходило накопление терригенных и карбонатных осадков платформенного типа. С офиолитами и островодужными комплексами тесно ассоциируют вулканогенно-обломочные, олистостромовые комплексы рифея, формирование которых, вероятно, происходило в условиях задуговых или перддуговых бассейнов Байкало-Муйской островодужной системы. В Северо-Байкальском районе эти толщи слагают Олоkitский прогиб, на востоке пояса – Делюн-Уранский.

Южнее Байкало-Муйской аккреционного пояса в пределах Баргузино-Витимской зоны господствуют гранитоиды Ангаро-Витимского батолита. Стратифицированные отложения сохранились в виде разного размера ксенолитов и провесов кровли. Одним из наиболее крупных реликтов является поле распространения метаморфических пород, выделяемых в Баргузинский турбидитовый террейн. Под термином “турбидитовый” понимается террейн, сложенный мощными толщами турбидитов (флиша), которые могут иметь различное, окончательно еще не выясненное, происхождение. Эти толщи могут представлять собой накопления континентального склона и его подножия, перддугового или тылового прогибов вулканической островной дуги или выполнение узких трогов перед фронтом продвигающихся тектонических покровов. В пределах Баргузинского террейна отмечаются глубокометаморфизованные породы: гнейсы, сланцы, мрамора, амфиболиты. На этом основании многие исследователи относят их к раннему докембрию, предполагая, что в основании Баргузино-Витимской зоны находится крупный микроконтинент. Однако возраст метаморфизма в настоящее время многими исследователями трактуется как ордовикский. При такой интерпретации метаморфические комплексы Баргузинского террейна можно рассматривать как северо-восточное продолжение Прибайкальского метаморфического пояса и интерпретировать эти образования как раннепалеозойской аккреционной зоны. Тем не менее в пределах Баргузино-Витимской складчатой зоны можно выделить блоки с типичной архей-раннепротерозойской корой. К таким блоком кратонного типа можно отнести Амалатскую и Гаргинскую глыбы. Южное продолжение Баргузинского террейна выделено в Икатский турбидитовый террейн. Среди относительно слабометаморфизованных и стратифицированных отложений этой территории преобладают венд-кембрийские терригенные-грубообломочные, флишоидные, терригенно-вулканогенные и, главным образом, карбонатные отложения с фауной археоциат и трилобитов. Присутствуют также терригенные комплексы в основном молласоидного и флишоидного облика, предположительно более высокого стратиграфического уровня (O-S и возможно D).

Состав, структурное положение обозначенных выше комплексов указывает на то, что формирование позднекембрийско-раннепалеозойских комплексов Баргузинского и Икатского террейнов связано, скорее всего, с обстановками задугового бассейна, в пределах которого могли находиться мелкие кратонные блоки. Ордовикская аккреция

островной дуги вызвала деформацию структур этого бассейна, и последующий существенный метаморфизм во фронте складчатого пояса (Баргузинский террейн). К структурам отвечающим самой венд-раннепалеозойской вулканической дуги следует отнести полосу нижнепалеозойских отложений, протягивающиеся цепочкой среди гранитоидов Ангаро-Витимского батолита вдоль р.Уды на северо-восток до р.Витим, (Еравнинская зона, островодужный террейн). Для этой зоны характерна андезит-дацитовая формация нижнего кембрия, представляющих типичный островодужный комплекс. В состав формации входят диабазы, андезиты, дациты, туфы, агломераты, биогермы археоциатовых известняков. Юго-западным продолжением Еравнинской островной дуги могут быть вулканогенные образования Джидинской зоны и Таннуольско-Хамсаринские палеоостроводужные комплексы Тувинского региона.

Дугообразная форма структур Байкальской области несомненно имеет вторичное происхождение. Однако надежных данных о времени формирования этой дуги нет. Предполагается что изгиб произошел в среднем палеозое, вероятно в девоне. В пользу этого свидетельствует характер деформаций отложений кембрия-силура Сибирской платформы. А также ярко выраженное структурное несогласие в начале девона и кардинальная смена характера осадконакопления плитного комплекса Сибири с карбонатного на терригенное. Деформации континентальной окраины Сибири могли быть следствием движения Алданского блока относительно Ангаро-Анабарского: возможно, в результате правостороннего смещения Алданского щита вдоль Жуинского сдвига. Однако главной причиной вероятно является столкновение континентальной окраины с иным континентальным массивом, остатки которого предполагаются в пределах Яблоново-Селенгинской складчатой системы Забайкалья.

Байкальский кайнозойский рифтовый пояс. Байкальский рифтовый пояс протягивается на расстояние 1500 км. и накладывается на разновозрастные структуры Байкальской складчатой области, Восточно-Саянского орогена, Тувинских структур Алтае-Саянской складчатой области и продолжается в Северной Монголии. Рифтовый пояс представлен серией грабеновых структур северо-восточного простирания, разделенных новейшими горстовыми поднятиями. Центральное место в Байкальской рифтовой зоне занимает глубоководная впадина оз.Байкал, которая делится на Южную и Северную котловины, разделенные подводным Академическим хребтом, протягивающимся от о.Ольхон до п-ова Святой нос. К западу от Байкала расположены Тункинская, Хубсугульская, Дархатская и серия более мелких впадин, представляющие собой западное продолжение рифтовой зоны. На северо-востоке полоса рифтовых структур продолжается Верхнеангарской, Муйской, Чарской, Токинской и кулисообразно расположенными Баргузинской и Баунтинской впадинами. Строение большинства указанных впадин довольно однообразное. Как правило, они представляют собой ассиметричные грабены, ограниченные системами листрических сбросов, при том северо-западные борта грабенов более крутые, чем юго-восточные. Такое строение указывает на то, что образование этих структур может быть связано с крупноамплитудными сдвиговыми перемещениями – присдвиговые впадины, структуры типа “pull-apart”. Большинство впадин характеризуется отсутствием магматических и вулканогенных комплексов и выполнены олигоцен-голоценовыми тонкообломочными речными, озерными и болотными осадками с прослоями диатомитов, мергелей и углистых пород, на разных уровнях разреза присутствуют и грубообломочные образования, указывающие на появление по бортам впадин интенсивно размываемых горных поднятий. Мощность кайнозойских континентальных осадков, выполняющих впадины составляет от 0,5 до 5 км. Хотя большинство впадин амагматичны, тем не менее синхронный формированию грабенов вулканизм в пределах Байкальской

рифтовой зоны также достаточно ярко проявлен, но смещен к периферии рифтовой зоны. Выделяется несколько районов интенсивного вулканизма, где последние извержения происходили несколько сотен тысяч лет назад, в том числе Прихубсугулье, Тувинское нагорье, Восточный Саян, Хамар-Дабан, Витомское плоскогорье, Удоканский хребет. Начало вулканической деятельности датируется миоценом (около 25 млн. лет назад). Вулканические породы представлены преимущественно субщелочными и щелочными оливиновыми базальтами, что, в целом, типично для внутриплитного магматизма. В качестве основных причин кайнозойского рифтогенеза обычно называют коллизию Индостанской и Евразийской литосферных плит. Однако, структуры, подобные кайнозойской Байкальской рифтовой зоне отчетливо прослеживаются к югу, где широко представлены аналогичные присдвиговые грабеновые структуры, выполненные преимущественно мезозойскими континентальными грубообломочными толщами и продуктами внутриплитного магматизма. Причем можно четко проследить динамику “удревнения” впадин в направлении от окраины Сибирского кратона к Монголо-Охотской сутуре. Их формирование с одной стороны может быть обусловлено сложной геодинамической обстановкой на Сибирской окраине Евразийской плиты в мезозое при закрытии Монголо-Охотского океанического бассейна. Она характеризовалась надвиганием континента на структуры Монголо-Охотского океанического бассейна, в результате чего спрединговая зона этого бассейна оказалась перекрытой и, продолжая функционировать, обусловила образование зон «рассеянного» рифтогенеза и «распыленного» вулканизма вдоль континентальной окраины Сибири. Современным аналогом такой ситуации можно рассматривать калифорнийскую окраину Северной Америки. С другой стороны, основной причиной формирования грабеновых структур как мезозоя так и кайнозоя могут являться крупноамплитудные сдвиги левосторонней кинематики связанные с “вращением” Сибирской платформенной области Евразийской плиты относительно Европейской по часовой стрелке. При таких сдвигах в пределах Забайкальской области возникают условия растяжения что и выражается в формировании структур типа “pull-apart”. При этом наиболее удаленные от окраины Сибирского кратона области, “отставая” от общего перемещения будут испытывать растяжение раньше, нежели приближенные к кратону.

ЕНИСЕЙСКО-САЯНСКАЯ СКЛАДЧАТО-ПОКРОВНАЯ ОБЛАСТЬ

Структуры Енисейско-Саянской складчато-покровной области формируют юго-западную окраину Сибирской платформы. В тектоническом строении этого региона выделяют два крупных сегмента: Восточносаянский (Присаянье) и Енисейский кряж. Основу тектонической структуры Восточного Присаянья составляют кулисообразно расположенные Шарыжалгайская и Бирюсинская метаморфические глыбы, представляющие собой выступы фундамента Сибирской платформы. Они сложены архейско-раннепротерозойскими комплексами глубокометаморфизованных и гранитизированных пород, часто образующих куполовидные структуры, соответственно шарыжалгайской и бирюсинской серий. Уровень метаморфизма пород здесь достигает гранулитовой и амфиболитовой фаций, а сами породы представлены гиперстеновыми гнейсами, амфиболитами, гранулитами, высокоглиноземистыми сланцами и мраморами. Глыбы разделены Урикско-Ийским грабеном, его северо-западным продолжением является Туманшетский грабен, а в юго-западной части Саянской области выделяется Олотский грабен. Грабенообразные структуры выполнены вулканогенно-осадочными толщами, метаморфизованными в условиях

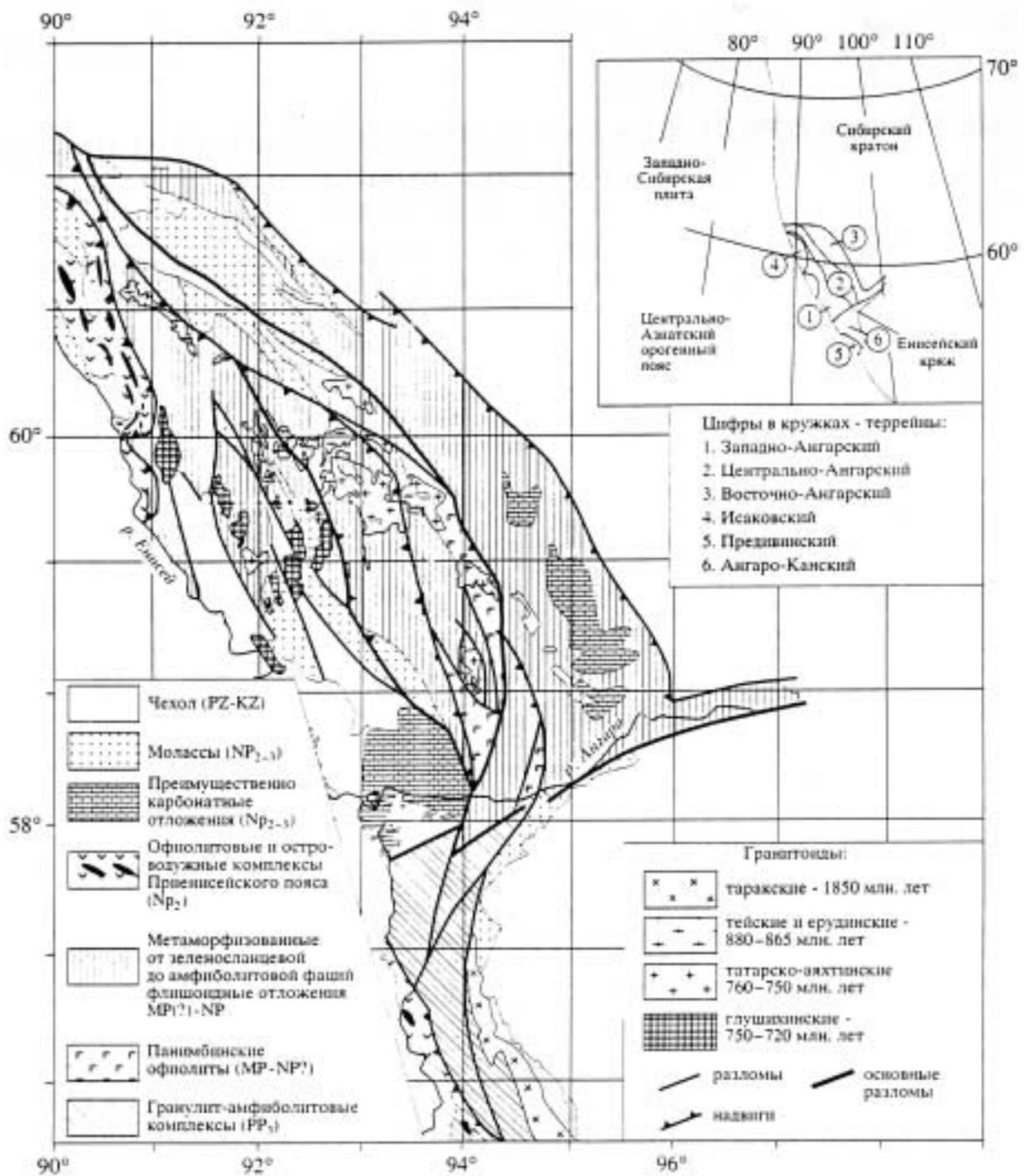
зеленосланцевой и амфиболитовой фаций и по своим вещественным характеристикам во многом аналогичны комплексам зеленокаменных поясов Алданского щита. В пределах грабенов среди метавулканитов в виде тектонических пластин или блоков заключены плагиогнейсы и гранитоиды тоналит-трондьемитового состава с возрастом 3.2 млрд лет. Верхняя возрастная граница комплекса определяется по возрасту прорывающих их гранитов - 2.5 - 2.7 млрд.лет.

С восточной стороны к выступам фундамента примыкает Присаянский прогиб, где на различных протерозойских образованиях несогласно залегают почти неметаморфизованные ритмично слоистые рифейские терригенно-карбонатные отложения карагасской серии, с разрывом перекрытые пестроцветными терригенными отложениями вендской молассы (оселковая серия). Эти толщи смяты в умеренно сжатые линейные складки и разобщены сдвигами. В пределах Присаянской полосы среди метаморфических комплексов основания и осадочных толщ карагасской серии широко распространены неопротерозойские дайки, силлы и маломощные штоки габбро-долеритов. Формирование этих субвулканических тел, в последнее время, связывают с режимом внутриконтинентального растяжения и заложением пассивной континентальной окраины Палеоазиатского океанического бассейна.

Западным ограничением описанных структур Присаянья является ярко выраженная зона Главного Саянского разлома. К его северо-западному участку приурочен Агульский прогиб, заполненный несогласно залегающей на бирюсинской серии толщи нижнедевонских осадочно-вулканогенных пород. Вулканогенные породы представлены субщелочными разностями базальтов и риолитов, а осадочные пестроцветными континентальными обломочными сериями молассоидного облика. Их формирование связывают с режимом внутриконтинентального рифтогенеза, который наиболее ярко проявлен к западу от Главного Саянского разлома. С этим процессом связано заложение крупного прогиба в пределах Алтае-Саянской складчатой области (Минусинская система впадин). На северо-западе протерозойские сооружения Присаянья погружаются под осадки наложенной Рыбинской впадины. Ее выполнение также представлено континентальной красноцветной молассой среднего девона – карбона, которая трансгрессивно перекрыта угленосными толщами юры. Сходное выполнение имеют Иркутско-Черемховская и Канская впадины в пределах плитного комплекса юго-запада Сибирской платформы. Рыбинская впадина территориально разграничивает структуры Присаянского сегмента Енисейско-Саянской области и складчато-покровные сооружения Енисейского кряжа.

В структуре Енисейского кряжа выделяют два главных структурных элемента: раннедокембрийский Ангаро-Канский метаморфический выступ (Южно-Енисейский кряж), расположенный на юге и поздненеопотерозойское складчато-покровное сооружение Заангарской части на севере. Границей между ними служит субширотная зона Нижнеангарского глубинного разлома выраженная на геологической карте кайнозойем Нижнеангарской впадины.

В строении Ангаро-Канского блока участвуют метаморфизованные в гранулитовой и амфиболитовой фациях вулканогенно-терригенные комплексы. Наиболее широко распространены пироксеновые гнейсы, гранулиты, амфиболиты, биотитовые сланцы, присутствуют также прослойки кварцитов и мраморов. Возраст метаморфизма оценивается интервалом 1.9-1.8 млрд.лет. На востоке глыбы размещен крупный автохтонный гранитоидный Таракский массив, образующий с метаморфитами Ангаро-Канского выступа единую структуру подчеркнутую постепенными переходами от гранитов к гранулитам через зону мигматизированных гнейсов. Становления таракских гранитоидов произошло на рубеже 1.78 млрд.лет назад. Восточную окраину



Тектоническая схема территории Енисейского края

Ангара-Канского блока перекрывают рифейские терригенно-карбонатные отложения Ангара-Канского прогиба. По существу эти образования идентичны комплексам выполняющим Присаянский прогиб и территориально надстаривают его в северном направлении.

Западную – приенисейскую зону территории Южно-Енисейского кряжа образуют неопротерозойские островодужные и офиолитовые комплексы Предивинского террейна, надвинутые на метаморфиты Ангара-Канского блока. В составе Предивинского террейна преобладают метавулканы известково-щелочной серии и габброиды палеоостроводужного комплекса, а также толеитовые метабазалты и гипербазиты океанского комплекса. Формирование перечисленных вулканогенных пород соответствует интервалу 640-630 млн.лет. Распространение позднедокембрийских островодужных образований на Енисейском кряже не ограничивается территорией Предивинской зоны. К северу, в пределах северо-западной части Заангарья продолжением указанных структур является Исаковский террейн. Центральную часть террейна представлена офиолитовым меланжем, в составе которого присутствуют пластины толеитовых метабазалтов, метагаббро, метаперидотиты, а также комплекс параллельных даек. Островодужный комплекс пород, представленный здесь известково-щелочной риолит-андезит-базальтовой вулканической серий в ассоциации с слабометаморфизованными туфами, туфопесчанками, пелитами и редко известняками, наиболее широко распространен в западной части террейна. Возраст формирования островодужного комплекса оценивается рубежом 700 млн.лет, т.е. несколько древнее, чем Предивинский. Тем не менее, время аккреции и обдукции Исаковской и Предивинской островной дуги на окраину Сибирского кратона сопоставимы – около 620-600 млн.лет назад. Это позволяет объединить структуры Исаковского и Предивинского террейна в качестве единого позднедокембрийского аккреционного пояса.

Основная часть территории Заангарья сложена метаморфизованными терригенными, терригенно-карбонатными и карбонатными породами тейской, сухопитской и тунгусикской серий мезо-неопротерозойского уровня. Формирование этих пород связано с условиями пассивной континентальной окраины, вернее окраин. В составе складчато-надвигового пояса Заангарской части Енисейского кряжа можно выделить три крупные тектонические единицы: Западно-, Центрально- и Восточно-Ангарский террейны.

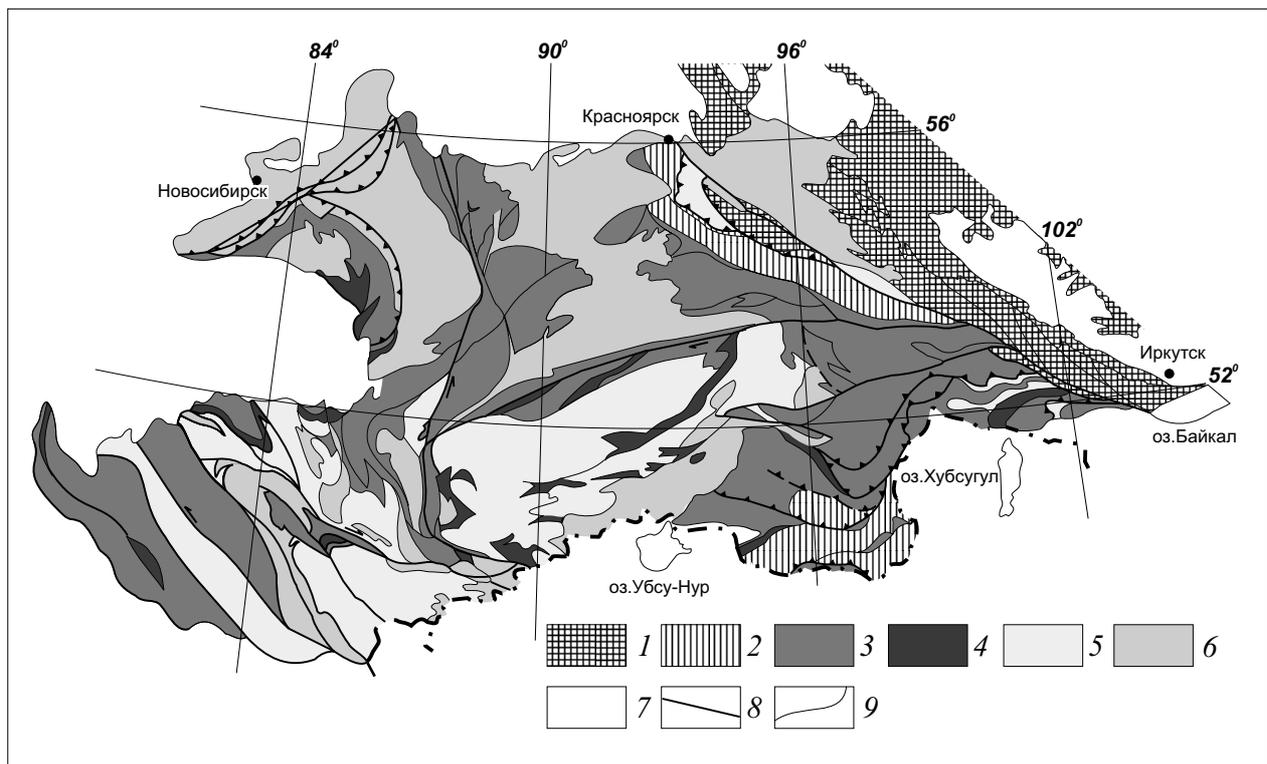
Восточно-Ангарский блок интерпретируется как выступ основания Сибирского кратона, перекрытый неопротерозойскими терригенно-карбонатными толщами пассивной окраины. Западно- и Центрально-Ангарский блоки, вероятно, до столкновения с Сибирским континентом составляли единый микроконтинент (миогеоклинальный террейн). В пределах этой территории на дневной поверхности обнажаются породы тейской серии, метаморфизованные в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. Они представлены андалузит-силлиманит-ставролитовыми, кианит-силлиманитовыми и биотит-силлиманитовыми гнейсами, а также кварц-мусковитовыми сланцами, кварцитами и мраморами. Их перекрывают отложения сухопитской серии, метаморфизованные в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций и представленные преимущественно ритмично переслаивающимися метапесчаниками, метаалевролитами, кварц-хлорит-серпичитовыми сланцами. Последние сменяются вверх по разрезу толщей слабометаморфизованных преимущественно карбонатных пород тунгусикской серии. Восточным ограничением Центрально-Ангарского террейна является зона Ишимбинского надвига. В пределах этой полосы выведен на поверхность базит-

ультрабазитовый комплекс Панимбинского офиолитового пояса. Наряду с гипербазитами и габброидами в “разрезе” офиолитового комплекса присутствуют пластины толеитовых базальтов с типичной подушечной отдельностью, аркозовые и кварцевые песчаники, комплекс параллельных даек. В некоторых районах различные члены офиолитовой ассоциации перемежаются с туфами и базальтами, предположительно островодужного генезиса. Возраст офиолитов оценивается интервалом 1050-900 млн.лет. Наличие панимбинских офиолитов дает основание рассматривать Центрально-Ангарский блок Енисейского кряжа в качестве самостоятельного террейна миогеклинального типа, до неопротерозоя непринадлежащий Сибирскому кратону. Время столкновения Центрально-Ангарского террейна маркируется коллизионными гранитоидами тейского, татарско-аяхтинского комплексов и постколлизионными гранитами глушихинского комплекса, формирование которых происходило в интервале 850-720 млн.лет.

Все описанные образования включая неопротерозойские субдукционные комплексы Исаковского террейна несогласно перекрыты позднерифейско-вендской молассой и терригенно-карбонатными флишоидными сериями, сопоставимы по строению с отложениями Присяянского и Ангаро-Канского прогибов. Соответственно, к этому времени была сформирована основная структура рассматриваемого региона. Указанные поздненеопротерозойские и раннепалеозойские осадочные комплексы выполняет ряд наложенных прогибов: Вороговский, Большепитский на западе, Тейская впадина, Ангаро-Питский прогиб на востоке. Комплексы выполнения этих впадин можно рассматривать как образования плафторменного этапа развития структуры Енисейского кряжа.

АЛТАЕ-САЯНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Алтае-Саянская складчатая область в современных координатах занимает юго-западное обрамление Сибирской платформы и представляет собой одну из крупнейших горно-складчатых систем Центральной Азии. Она охватывает территорию Салаира, Кузбасса, Кузнецкого Алатау, Рудного и Горного Алтая, Горную Шорию, Западный Саян, Восточный Саян, Туву и Хакасию. В геотектоническом отношении область является западной частью Алтае-Монголо-Охотского сегмента рифейско-палеозойского Центрально-Азиатского складчатого пояса. Область располагается в районе смены субмеридионального - Уральского простирания на субширотное - Монголо-Охотское. На северо-востоке она граничит по Главному Восточно-Саянскому разлому с Енисейско-Саянской складчато-покровной областью, а на юго-западе по Восточно-Чингизскому разлому с палеозойской складчатой областью Казахского нагорья. На юго-востоке складчатые структуры Алтае-Саянской области продолжают в Монголию и Северный Китай, а на северо-западе скрываются под чехлом мезокайнозойских отложений Западно-Сибирской плиты. Это сложно-построенная рифейско-палеозойская аккреционно-коллизионная структура, состоящая из множества террейнов (микроконтинентов, фрагментов островных дуг, океанических островов) сформированная в результате развития Палеоазитаского океана. В силу своего аккреционно-коллизионного происхождения Алтае-Саянская складчатая область имеет мозаичное тектоническое строение с большим количеством разноориентированных разрывных нарушений. Главной отличительной чертой ее тектонического строения является разнонаправленность и торцевое сочленение отдельных региональных структурных элементов. В большей степени такое строение связано с



Карта террейнов и перекрывающих комплексов Алтае-Саянской складчатой области

1 - Сибирский кратон с R-Pz₁ чехлом; 2 - микроконтиненты с R-Pz₁ чехлом; 3 - комплексы островных дуг и задуговых бассейнов нерасчлененные; 4 - офиолиты океанических и задуговых комплексов; 5 - отложения пассивных континентальных окраин; 6 - комплексы Pz₂-Pz₃ прогибов; 7 - комплексы мезозойско-кайнозойских впадин; 8 - основные зоны разломов; 9 - прочие разломы и геологические границы.

крупноамплитудным смещением структур по разломам сдвиговой природы, разнонаправленностью и неоднородностью процессов аккреции и коллизии.

Наиболее древние образования складчатой области слагают структуры Дербинского и Тувино-Монгольского (Сангиленского) массивов. Комплекс основания массивов представлен полиметаморфическим комплексом метапелитов с региональным метаморфизмом кианитового типа. Возраст этих образований в настоящее время оценивается как средне-позднерифейский. Комплекс чехла выполнен мраморами и кристаллическими сланцами. Возраст формирования чехла соответствует второй половине позднего рифея. Его накопление происходило в режиме пассивной континентальной окраины.

Другим типичными примером пассивных окраин являются венд-кембрийские отложения Манского прогиба Восточного Саяна. Разрез прогиба представлен снизу вверх толщей красноцветных конгломератов, гравелитов и песчаников с прослоями доломитов рифея-венда. Вверх по разрезу они сменяются венд-среднекембрийским флишем и сменяющими их по латерали мелководными прибрежно-морские и рифовые образования. К комплексы, маркирующим режим пассивной континентальной окраины относят также карбонатно-терригенные породы ордовика-силура на западе Алтае-Саянской области. Здесь комплексы данного типа находится в сложных соотношениях с океаническими, островодужными и коллизионными образованиями, где латеральные и временные границы между ними не всегда четко устанавливаются.

Комплексы океанической коры представленные типичной офиолитовой ассоциацией и образованиями внутриокеанических вулканических поднятий или подводных гор (типа гайотов или симаунтов) в Алтае-Саянской области группируются в несколько разновозрастных, омолаживающихся в сторону от Сибирского кратона зон, что отражает последовательность наращивания континента за счет приращения к нему разных структур палеоокеанического бассейна. Фрагменты офиолитовых разрезов, нередко заключенные в серпентинитовом меланже, образуют пояса и ареалы во внешних аккреционных структурах островных дуг и в задуговых бассейнах. Наиболее древняя, предположительно довендская, зона реставрируется вдоль южной и юго-западной окраины Сибирского кратона (вдоль Главного разлома Восточного Саяна). Более молодая (каледонская) зона распространения океанических комплексов располагается юго-западнее докембрийской. Наиболее полный разрез этих офиолитов сохранился в Куртушибинском поясе, входящем в аккреционную призму раннепалеозойской Северосаянской островной дуги. Он представлен пакетом пластин вулканогенных и осадочных пород среди которых наибольшим распространением пользуются гипербазиты, габброиды, диабазы, слагающие комплекс параллельных даек и дайко-силловый комплекс, а также эффузивы. Фрагменты офиолитовой ассоциации сохранились также в Борусском поясе Западного Саяна, в Горном Алтае (Чаган-Узунский массив, Теректинский пояс), а также фрагментарно распространены в пределах Западно-Тувинской и Каахемской зон Тувы, западных склонов Кузнецкого Алатау и Салаире. Такая фрагментарность обусловлена позднекаледонской и герцинских сдвиговой тектоникой.

Палеостроводужные комплексы, включающие образования собственно магматических дуг, аккреционных призм, преддуговых и задуговых бассейнов, занимают более 1/3 всей территории Алтае-Саянской складчатой области и составляют ее каркас. По существу, Алтае-Саянская складчатая область представляет собой коллаж островодужных террейнов. В структуре области выделяются фрагменты нескольких разновозрастных палеостроводужных систем, омолаживающихся в юго-западном направлении.

Довендская островодужная система, которую можно связывать с ранним этапом развития Палеоазиатского океана представлена на окраине Сибирского кратона. Комплексы этой системы на юго-востоке Восточного Саяна надстраивают офиолитовый разрез и содержат породы бонинитовой серии, являющиеся индикатором примитивных островных дуг, формировавшихся на коре океанического типа. Офиолиты и бонинитсодержащие комплексы участвуют в покровно-чешуйчатой структуре вместе с туфогенно- и карбонатно-терригенными, иногда флишоидными, толщами. В центральной части Восточного Саяна островодужные комплексы присутствуют среди сложной ассоциации вулканогенных (местами с гипербазитами и серпентинитовым меланжем), обломочных и карбонатных пород, слагающих тектонические клинья и пластины в зоне Главного разлома. Основная часть островодужных комплексов принадлежит раннепалеозойскому этапу развития Палеоазиатского океана. Большинство этих комплексов сосредоточена в центральной части складчатой области. Фрагменты венд-кембрийских островных дуг слагают полосу, протягивающуюся от Таннуольско-Хамсаринской зоны Тувы через Восточный и Западный Саяны в Кузнецкий Алатау, Горный Алтай и Салаир. Степень сохранности большинства дуг уникальна для столь древних (каледонских) образований. Они представлены либо триадой (аккреционная призма, вулканическая дуга, задуговый бассейн), либо, как минимум, диадой (аккреционная призма, вулканическая дуга или вулканическая дуга - задуговый бассейн). Венд-раннекембрийские раннеостроводужные образования этого комплекса наиболее ярко представлены в Северосаянской зоне Западного Саяна, Курайской зоне Горного Алтая и Таннуольско-Хамсаринской зоне Тувы сложены продуктами толеитового вулканизма - базальтами и андезибазальтами, и местами дифференцированной базальт-андезит-дацит-риолитовой серией с существенной ролью пород кислого состава. В ассоциации с вулканогенными породами присутствуют пестроцветные вулканогенно-терригенные формации с подчиненной ролью кремнисто-глинистых и карбонатных отложений. Отличительной особенностью является присутствие вулканических бонинитовых серий, являющихся индикаторами примитивных островных дуг. Средне-позднекембрийские островодужные комплексы, наиболее ярко представленные в Салаире, Катунской части Горного Алтая, Кузнецком Алатау и отличаются более зрелым (известково-щелочным) вулканизмом, часто с большим количеством пирокластике, а также широким развитием мощных терригенных толщ с турбидитами и олистостромами во фронтальных (преддуговых) частях структур. С венд-кембрийской островодужной стадией связано формирование субдукционных габбро-гранитных интрузий. На площади они распространены крайне неравномерно, что подчеркивает нарушенность древнего структурного рисунка островодужной системы.

Герцинские островные дуги возникли в конце девона. Они принадлежат к Обь-Зайсанской складчатой системе и распространены в Рудном Алтае и Кольвань-Томской зоне. На западе Алтае-Саянской области, в Рудном Алтае и смежных районах Иртыш-Зайсанской зоны смятия реставрируется латеральный ряд островодужных структур в которых поглащалась океаническая кора Иртыш-Зайсанского палеоокеанического бассейна. Субдукционные комплексы сформировались на девонской континентальной окраине в виде энсиалической островной дуги и окраинного моря. От Иртыш-Зайсанского палеоокеанического бассейна в направлении к Сибирскому континенту морские глинисто-песчаные, а затем олистостромовые комплексы верхнего девона - раннего карбона сформированные в глубоководном желобе и на его склонах сменяются типичной островодужной ассоциацией с преобладанием андезитов и дацитов. Дальше к северо-востоку вулканогенная толща

замещается флишоидной терригенной и тефрогенной серией, которая формировалась с внутренней стороны дуги. Еще восточнее флиш сменяется глинисто-кремнистыми отложениями окраинного моря. Одновозрастные осадочные отложения позднего девона — раннего карбона в Колывань-Томской зоне слагают тектонические пластины, надвинутые на структуры Салаира и Кузнецкого прогиба. Верхний девон представлен здесь прибрежно-морскими пестроцветными песчано-глинистыми и карбонатно-терригенными отложениями. Нижний карбон сложены сероцветными флишоидными толщами глинисто-песчано-алевролитового состава с редкими прослоями и линзами известняков и вулканитов. Колывань-Томская зона в геодинамическом плане отвечает задуговому бассейну. С формированием Рудно-Алтайской островной дуги, последующей коллизией и закрытием Иртыш-Зайсанского бассейна связано внедрение гранодиорит-тоналитовых интрузий змеиногорского комплекса, распространенных почти исключительно в Рудном Алтае. С задуговыми зонами растяжения связаны верхнедевонские дайки и силлы базитового состава, широко распространенные на юго-востоке Рудного Алтая.

Коллизионные комплексы в пределах Алтае-Саянской области развиты на трех возрастных уровнях: позднепермском, позднекембрийско-среднеордовикском и средне-позднекаменноугольном. Наиболее древний позднепермский комплекс представлен на окраине Сибирской платформы (Присаянский прогиб). На коллизионном этапе здесь формировалась пестроцветная мелководная терригенная формация (оселковой серия) с конгломератами в основании и незначительным количеством карбонатных пород. Коллизионные образования кембро-ордовика распространены значительно шире и встречаются на территории почти всей Алтае-Саянской области. На востоке, в пределах Восточного Саяна, они образуют серию приразломных прогибов, выполненных грубообломочными отложениями (нарвская, баджейская свиты). Интрузивные породы образуют серию крупных (Беллыкский, Гарганский и др.) и множество более мелких массивов. В пределах Западного Саяна и Тувы, где коллизионные образования представлены пестроцветной сложно построенной терригенной формацией (аласугская серия) преобладают песчаники, алевролиты, конгломераты, глинистые сланцы. Редко присутствуют вулканогенные породы основного и кислого состава. Примером интрузивных образований в этих районах являются силурийские диорит-гранодиоритовый большепорожский комплекс Западного Саяна и диорит-граносиенит-гранитовый бреньский комплекс Тувы. Еще одна зона развития коллизионных комплексов протягивается вдоль западного склона Кузнецкого Алатау и на юге Горного Алтая. Образования комплекса слагают здесь также серию приразломных прогибов, выполненных терригенной и вулканогенно-терригенной пестроцветными формациями. Интрузивная составляющая представлена гранит-гранодиоритовой формацией ордовика.

Коллизионный комплекс позднепалеозойского возраста развит в Обь-Зайсанской складчатой системе и представлен серией приразломных прогибов, выполненных пестроцветной терригенной грубообломочной толщей среднего — позднего карбона, местами переслаивающейся с вулканитами андезит-дацитового состава. Интрузивные породы представлены крупными массивами калбинского гранитного комплекса. С коллизионным этапом этого возраста связаны метаморфизм и внедрение серии вытянутых тел гранитоидов в Иртышской зоне. В Томь-Колыванской зоне коллизионный комплекс представлен гранитоидами обского комплекса поздней перми. Несколько тел аналогичных гранитоидов известно также на севере и западе Салаира.

Большим распространением в Алтае-Саянской области пользуются герцинские комплексы активной континентальной окраины андийского типа представленные в пределах Рудного Алтая, на юго-западе Кузнецкого Алатау и востоке Горного Алтая. Формированию их предшествовал нижнедевонский период развития вулканических впадин рифтового типа: Минусинской, Тувинской, Кузнецкой, Агульской и более мелких. Они закладывались на каледонских и более древних структурах. Вулканические толщи представлены наземными, преимущественно бимодальными сериями. Для всех районов свойственна повышенная щелочность вулканитов. Ассоциирующие с ними интрузивные породы принадлежат щелочно-габброидным и щелочно-гранитоидным комплексам.

Таким образом, описанный выше набор геологических комплексов, сформированных в самых различных геодинамических обстановках, указывает на то, что Алтае-Саянская складчатая область представляет собой аккреционно-коллизийную структуру образованную на месте океана, просуществовавшего с начала рифея до середины палеозоя. Каледонские структуры Алтае-Саянской складчатой области - это продукт аккреции древних сиалических блоков (микроконтинентов) и островных дуг, которые в разное время причленились к окраине Сибирского кратона. Более молодые герцинские складчатые сооружения вероятно являются следствием столкновения Казахстанского и Сибирского континентов, между которыми оказались зажаты среднепалеозойские островодужные системы. В тектоно-геодинамической истории развития Алтае-Саянской области можно выделить несколько наиболее важных этапов:

1. Ранняя стадия развития Палеоазитского океана (PR_3) связанная с рифтогенезом. Индикаторами этого события являются рифейские авлакогены древних платформ, а также периферические прогибы кратонов. В пределах новообразованного океана шел процесс наращивания океанической коры. На ней формировались внутриплитовые вулканические поднятия с кремнисто-карбонатным чехлом. Первые зоны субдукции по периферии малых океанических бассейнов, расположенных между кратоном и континентальными блоками типа Сангиленского, Дербинского и др., появились уже в рифее. В пределах области рифейские океанические и островодужные комплексы известны в зоне Главного разлома Восточного Саяна.

2. Стадия активной океанической окраины западнотихоокеанского типа (V-Є). Это стадия характеризуется заложением протяженных зон субдукции и связанных с ними систем островных дуг. Характерными представителями этого этапа развития области являются вулканогенно-осадочные комплексы сохранившиеся в Западном Саяне, Кузнецком Алатау, Гоном Алтае, Салаирском кряже.

3. Стадия коллизии и пассивной окраины (O-S) Характеризуется практически повсеместным прекращением островодужного вулканизма, орогеническими событиями, которые сопровождалась интенсивной деформацией каледонской континентальной окраины, формированием моласс, олистостром, широким внедрением гранитных интрузий. Начиная с середины ордовика и до силура включительно на окраине Сибирского континента наступил режим пассивной окраины и связанное с ним преимущественно терригенное и терригенно-карбонатное осадконакопление. Комплексы этого типа наиболее ярко представлены в пределах Алтая, Западного Саяна и в Туве.

4. Стадия континентального рифтогенеза (D_1). Первопричиной рифтогенеза могли являться либо поднятие мантийных плюмов над горячими точками, либо глубокий раскол литосферы в результате активизации крупноамплитудных сдвиговых перемещений вдоль континента. В раннем девоне в результате континентального

рифтогенеза начали формирование вулканические впадины наиболее крупными из которых являются Северо- и Южно-Минусинская, Тувинский и Кузнецкий прогибы.

5. Стадия формирования активной континентальной окраины и вулканических островных дуг (PZ_2), связана заложением новых зон субдукции по периферии каледонской структуры области. В тылу активной континентальной окраины, на месте крупных рифтогенных впадин в это время накапливались сначала морские отложения, а затем толщи континентальных моласс.

6. Позднепалеозойская коллизионная стадия. В это время были сформированы основные черты современной структуры области. Коллизионных комплексы этого возраста развиты по западной периферии Алатае-Саянской области. После закрытия океана накапливались осадочные и вулканогенно-осадочные в различной степени угленосные молассы.

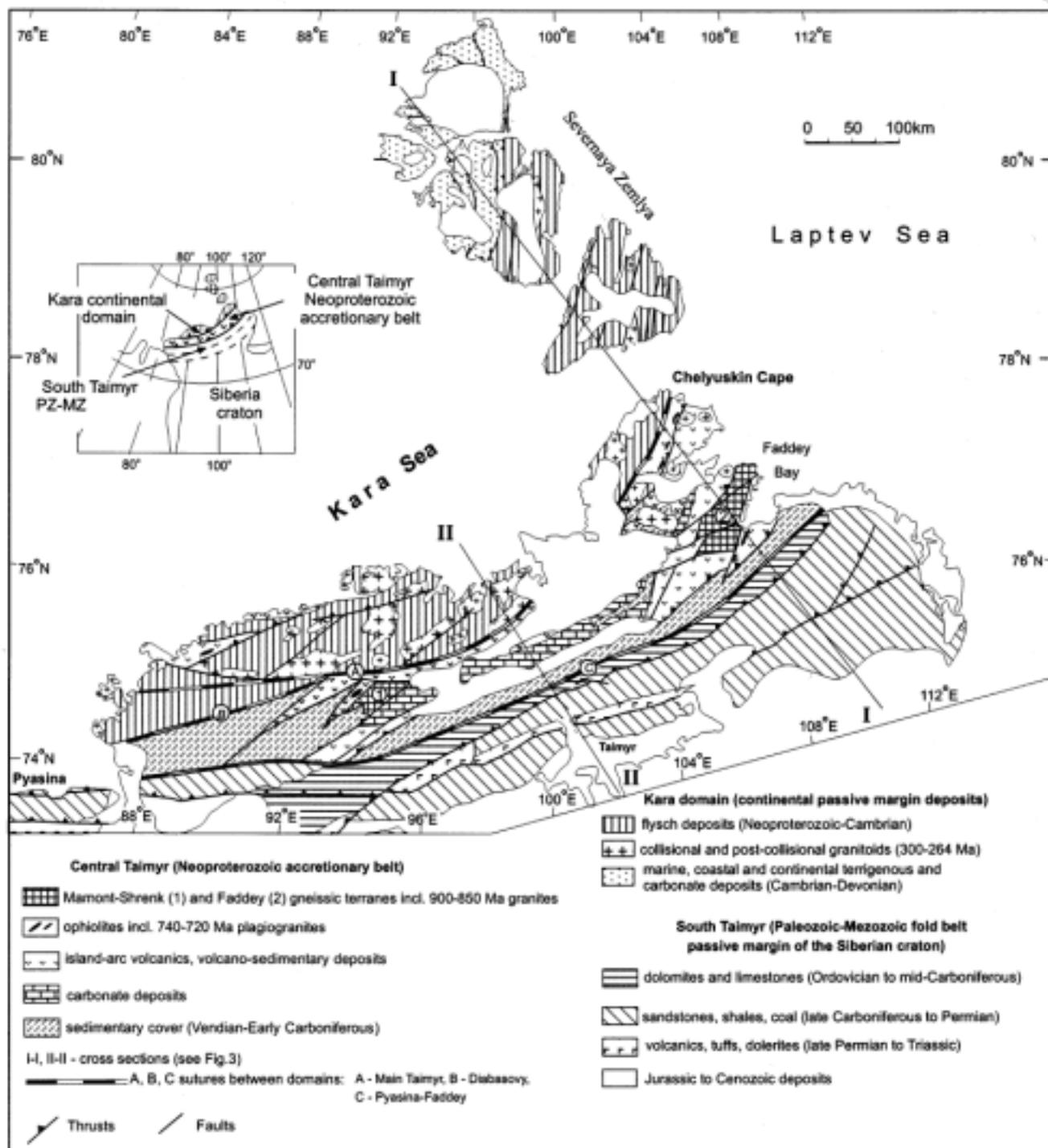
7. Мезо-кайнозойская стадия развития характеризуется континентальным режимом. В это время область испытывала сложные деформации обусловленные крупными сдвиговыми перемещениями по разломам, в значительной степени унаследованным от палеозойских движений. Периоды MZ-KZ тектонической активизации можно рассматривать как отражение двух основных событий - развитие и закрытия Тетиса и Монголо-Охотского океанических бассейнов и коллизии Индостана с Азией (Индо-Австралийской плиты с Евразийской).

ТАЙМЫРО–СЕВЕРОЗЕМЕЛЬСКАЯ СКЛАДЧАТО-ПОКРОВНАЯ ОБЛАСТЬ

Геологические комплексы п-ова Таймыр и архипелага Северная Земля формируют складчато-покровную структуру арктической части Сибири. Естественной южной границей распространения складчато-покровных образований области является меловой-кайнозойский Енисейско-Хатангский прогиб, отделяющий их от недеформированного чехла Сибирской платформы. Материковую часть области омывают воды Карского моря и моря Лаптевых. В акватории этих бассейнов Северного Ледовитого океана располагаются четыре крупных острова: Большевик, Октябрьской Революции, Пионер и Комсомолец, составляющие основу архипелага Северная Земля.

Рассматриваемая складчато-надвиговая область подразделяется на три тектонические зоны восток-северо-восточного простирания: Южно-, Центрально- и Северо-Таймырскую. Границами зон являются крупные хорошо выраженные разломы надвигового типа: Пясино-Фадеевский и Главный Таймырский.

Южно-Таймырская зона представляет собой глубокий прогиб, выполненный мощной толщей осадков конца докембрия - палеозоя и вулканогенно-осадочными образованиями верхов перми и триаса, причем более древние ранне-среднепалеозойские отложения обнажаются в северной части зоны и к югу постепенно сменяются более молодыми позднепалеозойско-раннетриасовыми. Все отложения, в той или иной степени, дислоцированы. Пликативные и дизъюнктивные нарушения конформны основным структурам области, а их амплитуда постепенно снижается в направлении к платформе, что говорит о формировании структуры в условиях сильного тектонического давления со стороны Центрально- и Северо-Таймырской зон. По характеру слагающих разрез комплексов Южно-Таймырская зона может быть подразделена на две подзоны - карбонатную Северо-Быррангскую и осадочно-вулканогенную Южно-Быррангскую. Первая из них ограничена Пясино-Фадеевским - на севере и Пограничным - на юге надвигами. Разрез представлен существенно карбонатными, в том числе рифтогенными породами мощностью до 6 км. Вторая подзона отличается доминирующим распространением терригенных образований,



формировавшихся в более мелководной прибрежно-морской обстановке. Мощность этих отложений составляет около 7 км. Верхняя часть разреза насыщена нижнетриасовыми вулканогенными образованиями трапповой формации, включая потоки базальтов, силлы и дайками долеритов, разнообразных по составу, часто с субщелочным и щелочным уклоном. В этой же зоне присутствуют мелкие штоки, небольшие массивы, а также дайки габброидов, гранодиоритов, гранитоидов и сиенитов субщелочного и щелочного ряда, имеющих поздне триасовый возраст. В целом карбонатно-терригенный тип разреза Южно-Таймырской зоны близкий по своему строению чехлу Сибирской платформы отчетливо свидетельствует об обстановке пассивной континентальной окраины в течение палеозоя. Присутствие в верхах разреза характерных вулканогенно-осадочных и интрузивных образований, а также их структурное положение свидетельствуют о том, что их формирование происходило во внутриплитных условиях и связано с раскрытием Енисей -Хатангского внутриконтинентальной рифта.

Центрально-Таймырская зона имеет более сложное строение, обусловленное ее аккреционной природой. В строении зоны участвуют разновозрастные дорифейские и рифейские осадочные, вулканогенные и интрузивные образования, претерпевшие метаморфические и гидротермально-метасоматические изменения разных фаций и типов. Блоки и пластины сложенные этими породами различны как по составу, так и геодинамическим условиям образования - от континентальных до океанических. Эти метаморфические образования в конце рифея были собраны в аккреционный пояс и перекрыты венд-раннекаменноугольным чехлом осадков.

К наиболее древним (протерозойским) комплексам относятся кристаллические образования Мамонто-Шренковского и Фаддеевского террейнов, представленные высокометаморфизованными терригенными и карбонатными породам, а также метабазами и базитами. Терригенные породы преобразованы в плагиогнейсы и кристаллические сланцы, а базиты изменены до амфиболитов. Среди них отмечаются дайки метаморфизованных габброидов, широко представлены тела гранитов, гранито-гнейсов и мигматитов. В меньшей степени присутствуют кварциты и мраморы. Для периферийных частей блоков характерны метаморфиты повышенных давлений вплоть до эклогитовой фации. Состав метаморфитов и РТ-условия метаморфизма позволяют предполагать, что преобразование пород Мамонто-Шренковского и Фаддеевского блоков связаны с тектоническими движениями в зонах субдукции.

Если мысленно снять с Центрально-Таймырской зоны чехол венд-среднепалеозойских отложений, то окажется что террейны высокометаморфизованных зрелых сиалических пород со всех сторон окружены либо вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами которые можно сопоставить с островодужными и задуговыми образованиями, либо офиолитовыми комплексами. Последние формируют два пояса Челюскинский и Становской. Океанские и островодужные комплексы, как правило, пространственно сближены и претерпели метаморфизм в основном зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. В составе вулканитов с одной стороны преобладают толеитовые метабазалты океанской серии, тесно ассоциирующие с серпентинизированными гипербазитами, метагабброидами и габбро-диабазами силлового-дайкового комплекса, а с другой стороны метариолит-андезит-базальтовой формацией известково-щелочной серии островной дуги. Нередко вулканогенные островодужные формации переходят в вулканогенно-осадочные, характерные для задуговых бассейнов с большим количеством туфогенного материала. К этой же ассоциации относятся линзы, пачки и тектонические клинья карбонатных пород и турбидитов.

В центральной части зоны размещаются существенно кристаллические блоки перекрытые чехлом карбонатных пород, в основном позднерифейских доломитов. В результате аккреции таких многочисленных карбонатных блоков, а также Мамонто-Шренковского, Фаддеевского террейнов к позднерифейской островной дуге была образована Центрально-Таймырская тектоническая единица. Столкновение этого аккреционного блока с Сибирским континентом произошло в вендское время. Индикатором этого события является молассоидная формация, в составе которой присутствуют продукты размыва сиалического фундамента, и позднерифейские коллизионные граниты.

Все вышеперечисленные комплексы Центрально-Таймырской зоны перекрыты палеозойским осадочным чехлом, маркирующим спокойный платформенный режим развития окраины континента. В составе плитного комплекса наряду с вендской существенно грубообломочной молассой, входят аргиллиты, алевролиты и черные глинистые граптолитовые сланцы с прослоями известняков и доломитов, формирующие основную часть разреза от низов кембрия до девона, включительно. Присутствие в разрезе граптолитовых сланцев говорит о более губоководных условиях формирования нежели шельфовые осадки, характерные для Южно-Таймырской зоны.

Северо-Таймырская зона, включающая северную часть п-ова Таймыр и острова архипелага Северная Земля, представляет собой склон и подножье Карского микроконтинента. Анализ потенциальных геофизических полей дает основание проследить структуры основания Северо-Таймырской зоны на значительную часть Карского шельфа и в этой связи рассматривать эту область как единую плиту преимущественно с дорифейским фундаментом. Основные элементы структуры Карской плиты ориентированы в соответствии с простираем коллизионных поясов и крупнейших правосторонних разломно-сдвиговых зон ее южного дугообразного ограничения. На западе продолжения структур плиты резко обрываются меридионально наложенным прогибом Св.Анны. В рельефе дна он выражен одноименным неотектоническим желобом. На юго-восток от желоба трассируются правосторонние сдвиги, оконтуривающие рассматриваемую плиту с юга. Северная и северо-восточная часть плиты срезана котловиной Нансена - частью Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана.

В строении Северо-Таймырской зоны или Карского микроконтинента участвуют три основных комплекса пород: 1) выступы древнего раннепротерозойского фундамента, представленные плагиогнейсами, амфиболитами и гранитогнейсами; 2) рифей-кембрийские осадки континентального склона и подножия существенно флишевого состава, представленные зонально метаморфизованными от зеленосланцевой до амфиболитовой фации, ритмично чередующимися песчаниками, алевролитами и пелитами, мигматизированными и гранитизированными в позднем карбоне - ранней перми; 3) сравнительно слабдеформированные толщи осадочного чехла, в строении которого преобладают ордовик-силурийские известняки, мергели, песчаники с прослоями гипсов, формирование которых проходило мелководных прибрежно-морских и лагунных условиях, а также девонские терригенные, часто красноцветные континентальные толщи.

Таким образом, структуру Таймыро-Североземельской складчато-покровной области образуют резко отличные друг от друга комплексы пород. Осадочные образования Южно-Таймырской зоны формировались в условиях шельфа Сибирского континента. Центрально-Таймырская зона имеет аккреционную природу и представлена дорифейскими гнейсовыми террейнами, рифейскими карбонатными блоками шельфовой окраины, рифейскими островодужными и офиолитовыми

блоками спаянными к концу рифея - в венде и перекрытыми венд - раннекарбонowymi осадочными комплексами пассивной континентальной окраины Сибири, фациально отличными от одновозрастных осадков Южно-Таймырской зоны. Северо-Таймырская зона сложена позднедокембрийскими метатерригенными породами и палеозойскими осадками маркирующими пассивную окраину Карского микроконтинента. В истории формирования континентальной коры и структуры Таймыро-Североземельской области можно наметить несколько наиболее важных этапов, разделенных крупными тектоническими событиями на рубеже рифея-венда и в позднем палеозое. Начало формирования региона, нужно отнести к позднему рифею. На этом этапе в результате столкновения островной дуги с континентальными блоками (Мамонто-Шренковским, Фаддевским и пр.) образовался Центрально-Таймырский аккреционный террейн. Последующая коллизия с Сибирским континентом в конце рифея привела к обдукции комплексов Центрально-Таймырского аккреционного блока на южную окраину Сибири. С венда континентальная окраина, включающая Центрально-Таймырский аккреционный блок, становится пассивной со свойственным платформенным режимом развития. Происходит накопление карбонатных и карбонатно-сланцевых отложений эпиконтинентального моря. В позднем кембрии формируется глубоководный бассейн с отчетливыми чертами линейно вытянутого прогиба. Ось этого глубоководного трога располагалась южнее зоны причленения Центрально-Таймырского аккреционного блока к континенту, во фронтальной части Пясино-Фаддеевского надвига. Для Центрально-Таймырской зоны на ранний палеозой характерен терригенно-карбонатный тип разреза начинающийся молассовой толщей. Для области сочленения типичны осадочные фации глубоководный впадины представленные углеродисто-кремнисто-сланцевыми толщами. Для Южно-Таймырской зоны характерно развитие существенно карбонатной прибрежно-морской формации. В условиях континентального склона и подножия Карского террейна, удаленного все это время от Сибирской окраины происходило накопления флишеидных толщ и формирование чехла. Новый активный этап в развитии Таймырской складчатой области связан со столкновением окраины Сибири с Карским микроконтинентом в конце карбона-перми. Отражением этого события является региональный метаморфизм, внедрение коллизионных гранитоидов, качественная смена осадконакопления. Продолжающееся в конце палеозоя интенсивное горизонтальное сжатие привело к расчешуиванию раннепалеозойских комплексов, обновлению древних и формированию новых надвиговых структур. Заключительные стадии развития орогена на границе перми - триаса привели к формированию крупных зон растяжения перед фронтом Таймырских складчатых сооружений и заложению Енисей-Хатангского прогиба. Внутриконтинентальный рифтогенез вызванный надвиганием Карского геоблока сопровождался интенсивным трапповым вулканизмом и формированием небольших плутонов субщелочных и щелочных гранитов, сиенитов, типичных для внутриплитных обстановок. Начиная с юры, Таймырско-Североземельская складчатая область вступила в платформенный этап развития.

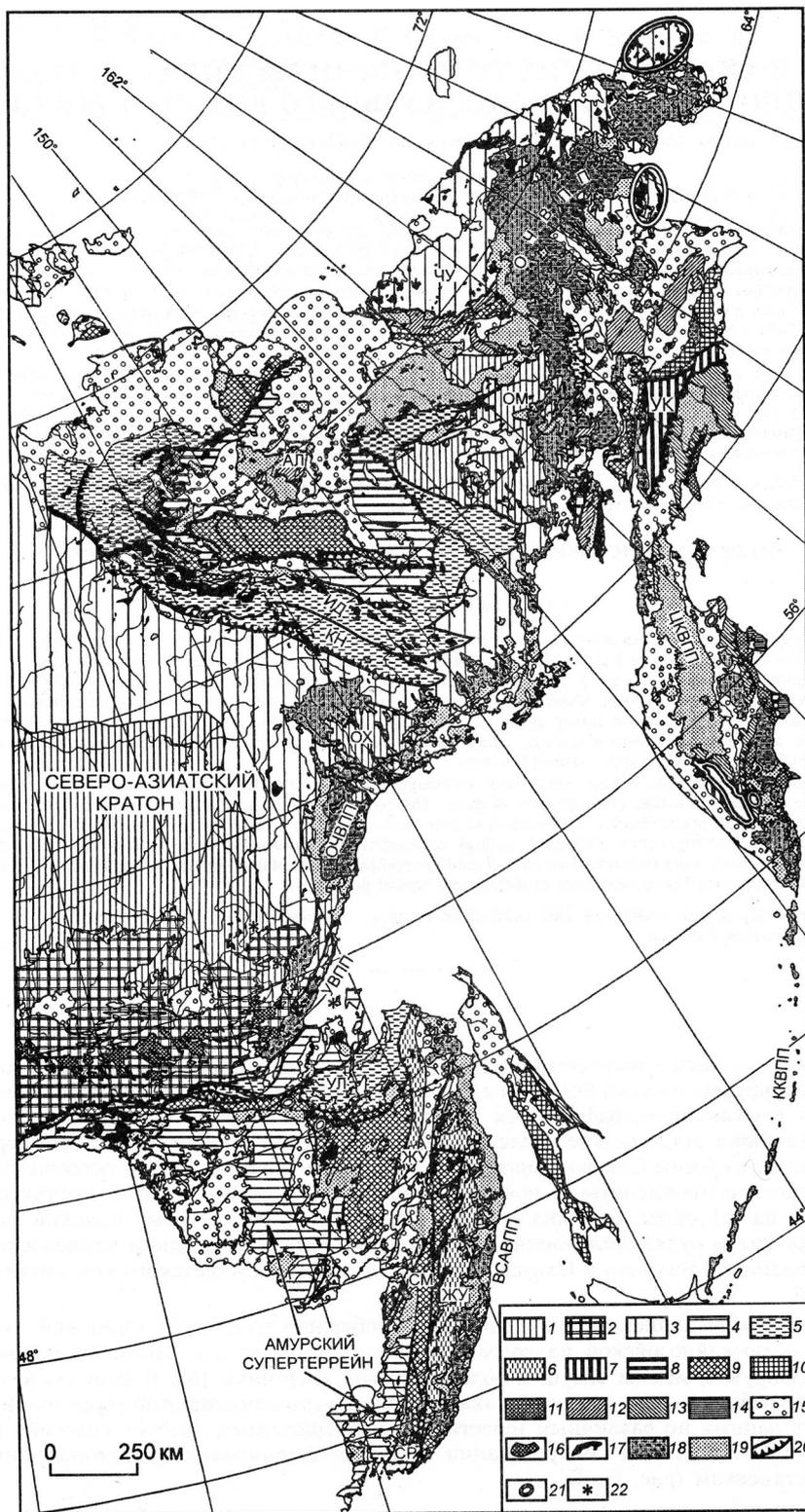
Глава IV. Складчатые области Северо-Востока и Дальнего Востока Азии

ВЕРХОЯНО-ЧУКОТСКАЯ ОБЛАСТЬ

Верхояно-Чукотская складчатая область расположена к востоку от Сибирской платформы и занимает обширную территорию северо-востока Азии. Она образована разнородными тектоническими элементами и включает несколько самостоятельных региональных структур: Верхоянскую складчатую систему, для которой характерны позднепалеозойские - мезозойские прибрежно-морские комплексы пассивной окраины Сибири; Колымскую структурную петлю, образованную аккреционно-коллизийными комплексами и включающую множество чужеродных блоков, на которые наложены позднеюрские Уяндино-Ясачненский, Олойский островодужные пояса и гранитные батолиты мелового возраста, объединяемые в Колымский батолитовый пояс; Омолонский и Охотский массивы - микроконтиненты с выходами докембрийского фундамента; Южно-Аннуйскую складчатую зону, представляющую собой шов столкновения различных континентальных блоков в раннем мелу; Чукотскую складчатую систему, для которой примечательны палеозойские и раннемезозойские комплексы пассивной континентальной окраины. Границы между перечисленными элементами обычно выражены резко очерченными швами, хотя в плане и имеют сложные извилистые очертания, что особенно заметно в центре области в районе хребтов Полоусного, Черского и Юкагирского плоскогорья. Петлеобразная, изогнутая форма структур является результатом сильного раздавливания за счет сжатия в меридиональном направлении при сближении плит Тихого океана, Сибири и Чукотки.

Верхоянская складчатая система возникла на месте пассивной континентальной окраины Сибири. Ее структуры окаймляют всю восточную окраину Сибирской платформы на протяжении более 2000 км и отделяется от последней по Предверхоянскому краевому прогибу. В плане складчатая зона Верхоянья образует гигантскую петлю, которая веерообразно расширяется на севере, где скрывается под чехлом арктического шельфа и, вероятно срезается северо-западным продолжением Южно-Аннуйского шва. На северо-западе структуры Верхоянской складчатой системы огибает Оленекский выступ платформы и протягиваются в Южно-Таймырскую зону. На северо-востоке ее отложения выполняют Ольджойский прогиб субширотного простирания и далее, огибая структуры Колымской петли, принимают субмеридиональную ориентировку, разделяются на две ветви выступом древнего Охотского массивом. Западная ветвь, выполняя Южно-Верхоянскую впадину, вдоль хр. Сетте-Дабан следует в южном направлении к побережью Охотского моря. Восточная ветвь вдоль хр. Черского, слагая пограничный с ним Иньяли-Дебинский синклиний уходит на юго-восток, огибает структуры Колымской петли и далее на востоке районе Сугойской зоны в виде узкой полосы отделяет Приколомыйский блок от Омолонского массива. С юга и юго-востока на структуры Верхоянской складчатой системы, как и Верхояно-Чукотской складчатой области в целом, наложены вулканические комплексы Охотско-Чукотского мелового пояса.

Состав и строение Верхоянского комплекса, образующего структуру складчатой системы во всех ее частях, довольно однообразен и представлен мощной (до 6 км., и более) монотонной толщей песчано-глинистых пород от среднего карбона до юры. Источником терригенного материала служила Сибирская платформа, с которой обломочный материал выносился реками на континентальный шельф. От края континента наблюдаются последовательные переходы от континентальных и прибрежных фаций осадков к мелководным морским и далее к глубоководным осадкам



Главные мезо-кайнозойские тектонические единицы территории Дальнего Востока России.

1 — платформенная часть Северо-Азиатского кратона, Охотский и Омолонский кратонные террейны; 2 — архейские и протерозойские гранитно-метаморфические комплексы кратона и кратонных террейнов; 3 — позднепалеозойско-раннемезозойские пассивные континентальные окраины Северо-Азиатского кратона и Чукотского террейна; 4 — домезозойские континентальные террейны; 5—8 — турбидитовые и сланцевые террейны осадочных бассейнов трансформных границ континентальных литосферных плит: 5 — юрские, 6 — раннемеловые, 7 — палеоцен-эоценовые, 8 — неогеновые; 9—11 — террейны аккреционных призм субдукционных границ континентальных литосферных плит: 9 — юрские и раннемеловые, 10 — позднемеловые, 11 — олигоцен-миоценовые; 12—14 — островодужные террейны (аккреционные призмы и вулканические дуги, нерасчлененные): 12 — юрские и меловые, 13 — позднемеловые, 14 — палеогеновые; 15 — мезо-кайнозойские осадочные впадины; 16, 17 — синсдвиговые гранитоиды трансформных границ литосферных плит и микроплит: 16 — юрские, 17 — раннемеловые (частично включая начало позднего мела); 18 — мезо-кайнозойские субдукционные вулканоплутонические пояса; 19 — мезо-кайнозойские вулканоплутонические пояса трансформных континентальных окраин (калifornийского типа); 20 — разломы; 21 — комплексы метаморфических ядер (кордильерского типа); 22 — дунит-клинопироксеновые зональные массивы.

Террейны: АЛ — Алазейский, ЖУ — Журавлевский, ИД — Инъяли-Дебинский, КН — Кулар-Нерский, ОМ — Омолонский, ОХ — Охотский, СМ — Самаркинский, СР — Сергеевский, УК — Укэлятский, УЛ — Ульбанский, ЧУ — Чукотский. Вулканоплутонические пояса (ВПП): ВСА — Восточно-Сихотэ-Алинский, КК — Курило-Камчатский, ОЧ — Охотско-Чукотский, У — Удский, ЦК — Центрально-Камчатский.

континентального склона и подножия с характерными флишоидными отложениями. Верхоянский комплекс практически повсеместно залегает на рифейско - раннепалеозойских карбонатных отложениях, которые представляют собой генетически единую осадочную серию сформированную в условиях пассивной окраины. Переход от карбонатного осадконакопления к терригенному произошел в визейское время и мог быть связан с понижением уровня океана и/или перемещением континента в более высокие широты. В целом условия пассивной окраины сохранялись в этом районе в течении 500 млн.лет начиная с позднего рифея. В течении этого времени отмечаются два периода рифтогенеза: первый на рубеже 1000 млн.лет, когда были сформированы интрузии щелочных габброидов, габбросиенитов и карбонатитов, индикатором второго - в позднем девоне являются покровы базальтов траппового типа (субщелочные лавы, щелочно-ультраосновные интрузии) хребта Сетте-Дабан.

Верхоянский комплекс интенсивно деформирован. Возраст складчатости несколько различен в разных частях зоны, - от конца позднеюрской эпохи на востоке до начала раннемеловой эпохи на западе. Деформация структуры Верхоянья связана с эшелонированным надвиганием на окраину Сибирской платформы серии покровов Верхоянского терригенного комплекса, сорванного с подстилающего карбонатного основания в результате коллизии Сибирского континента и разнородных литосферных блоков северо-западной окраины Тихого океана. Коллизионное сжатие и последующая складчатость стали причиной формирования асимметричной структуры Верхоянья, состоящей из ряда антиклинориев, и разделяющих их синклинориев, надвигообразования и формирования перед фронтом растущего горно-складчатого сооружения Предверхоянского краевого прогиба. Прогиб выполнен мощной толщей позднеюрско-раннемеловой молассы и функционировал как компенсационная впадина. Во внутренней зоне развиты континентальные песчаники, алевролиты, аргиллиты, лимнические угли, в западном направлении эти отложения фациально замещаются паралической угленосной формацией.

Колымская структурная петля проявляется выходами допозднепалеозойских пород резко сменяющих верхоянский комплекс. К ним относятся на периферии петли поднятия хребтов Полоусного, Черского, Приколымья, Юкагирского плоскогорья и, расположенного в центре петли Алазейского плоскогорья. Повсеместно в пределах Колымской петли хорошо распознаются два структурных комплекса, разделенных крупным структурным несогласием внутри триаса - юры: первый комплекс представлен разнообразными чужеродными блоками (террейнами), второй - мезозойскими островодужными формациями.

Чужеродные блоки представлены целым рядом комплексов пород широкого возрастного диапазона от докембрия до мезозоя, среди которых можно выделить несколько самостоятельных типов.

1) Карбонатные блоки. Наиболее многочисленны, распространение по периферии Колымской петли. Приколымский блок имеет субмеридиональное простирание и представлен выходами метаморфического фундамента средне-позднепротерозойского возраста, перекрытого чехлом рифейских карбонатных и терригенных отложений. выше рифея залегают комплекс палеозойских осадочных пород, имеющий много общего с карбонатным чехлом Сибирской платформы. Для середины девона характерны горизонты вулканитов трапповой формации, а в карбоне карбонатное осадконакопление сменяется кремнистым, что свидетельствует об отрыве блока и погружении, в результате которого начали накапливаться глубоководные осадки. Многочисленные мелкие карбонатные блоки (Полоусненский, Селеняхский, Омuleвский и др.) очень похожие по своему внутреннему строению на Приколымский

расположены в районе хребтов Черского и Полоусного. Они образуют структурную мозаику, распространяющуюся полосой вдоль края Колымской структурной петли. По сути дела здесь они представляют собой гигантскую брекчию. Единственным существенным отличием от Приколымского блока является отсутствием вскрытого докембрийского основания.

2) Блоки с вулканическим типом разрезом, преимущественно ордовикского возраста. Типичным представителем является Россошинский блок. Здесь присутствует полный разрез ордовика, начинающийся со сланцевой толщи с граптолитами, выше которой залегает мощная вулканическая толща, представленная трахибазальтами и их туфами, трахириолиты в верхней части разреза. Формирование вулкаников, вероятно, связано с процессами рифтогенеза.

3) Блоки, в строении которых участвуют офиолиты. Малы и немногочисленны: Уяндинский, Мунилканский и др. Каждый из них обладает индивидуальными особенностями. Однако в общем, их строение представлено тектоническим меланжем различных членов офиолитовой ассоциации: ультрабазитов, габбро, амфиболитов, шаровых лав и т.п.

4) Островодужные террейны средне-верхнепалеозойского возраста. Развиты, преимущественно во внутренней части Колымской петли. Наиболее представительным является Алазейский блок, в основании которого залегает зонально метаморфизованная вулканогенно-сланцевая толща позднего девона - раннего карбона, перекрытая толщей позднепалеозойских вулкаников островодужного генезиса. Среди них преобладают средние и кислые вулканики известково-щелочной направленности, много туфов, переслаивающихся с морскими осадками.

Кроме указанных выше, отмечается несколько своеобразных блоков с вулканогенно-кремнистым разрезом верхнего палеозоя и нижнего мезозоя, и блоки сложенные глубоководным вулканогенно-кремнистым разрезом перми.

Время аккреции описанных террейнов определяется по несогласному залеганию на них молодых островодужных комплексов, составляющих второй структурный комплекс Колымской петли. Выделяется два уровня несогласий - поздняя юра и ранний мел, что предполагает под собой наличие не менее двух вулканических дуг: среднетриасово-раннеюрской Алазейско-Олойской (внутри Колымской петли) и средне-позднеюрской Уяндино-Ясачненской (по периферии петли). Первая сложена базальтами, андезитами, туфами, флишоидными и кремнистыми осадками; вторая - базальт-андезит-риолитовой известково-щелочной серией с большим количеством туфов и морских осадков. Вулканические дуги конформны Колымской структурной петле и деформировались совместно с более древними чужеродными блоками, после их аккреции к окраине континента. На заключительных этапах коллизии в мелу, вследствие утолщения коры и ее парциального плавления был сформирован пояс Колымский гранитных батолитов, очертания которого также повторяют форму Колымской петли.

Омолонский и Охотский массивы имеют сходное строение и представляют собой обломки единого континента, но не Сибирского, поскольку существенно отличаются от него. Разделение бывшего микроконтинента на две самостоятельные части - Омолонскую и Охотскую произошло в позднедевонское - каменноугольное время.

Архей - протерозойский метаморфический комплекс фундамента представлен гнейсами, амфиболитами и кристаллическими сланцами амфиболитовой и гранулитовой фаций. Широко развиты гранитогнейсовые купола. Формирование чехла началось в позднем рифее, около 800 млн. лет назад. Отложения чехла представлены

рифейскими терригенно-карбонатными мелководными отложениями, в венде отмечается присутствие тиллитов, кембрий характеризуется карбонатным разрезом, нижний ордовик - конгломератами и красноцветными терригенными осадками. На большую часть ордовика, силур и нижний девон приходится перерыв. Выше залегает мощная толща девонских вулканитов, представленная известково-щелочной серией, дифференцированной от андезитов до риолитов. В ее составе преобладают игнимбриты и кислые лавы, встречаются прослои известняков, песчаников и сланцев. Совместно с многочисленными субвулканическими телами и гранитоидными интрузиями они образуют вулканоплутоническую ассоциацию, близкую активным окраинам андийского типа. Начиная с карбона разрез Омолонского и Охотского массивов имеют некоторые отличия как по составу так и своему строению (наличие перерывов в различное время), что предполагает их пространственное разобщение.

Карбон Омолонского массива представлен конгломератами и толщами углями, нижняя пермь развита спорадически и представлены конгломератами и алевролитами. Верхняя пермь образована маломощными мелководными карбонатно-глинистыми отложениями. Триасовые и нижне-среднеюрские отложения - морские песчано-глинистые; в юре - появляются горизонты базальтов и их туфов. Верхнеюрские и нижнемеловые отложения представлены континентальными угленосными формациями.

Каменноугольные и пермские отложения в пределах Охотского массива развиты ограниченно. В этом интервале разреза преобладают континентальные грубообломочные отложения, в перми в ассоциации с наземными кислыми эффузивами. Триас представлен только верхним отделом, и сложен грубообломочной морской толщей с кислыми лавами и их туфами. Юрские отложения развиты ограниченно и имеют состав, близкий к триасовым.

Южно-Аньюйская шовная зона отделяет структуры Верхояно-Колымской части складчатой области от Чукотской. Зона является важным тектоническим элементом. По этому шву соединяются континентальные области Евразия и складчатые структуры, принадлежащие к коллизионному обрамлению арктических субконтинентов и Северной Америки. Для Южно-Аньюйской зоны наиболее характерно развитие позднеюрских - раннемеловых океанических комплексов, которые тесно ассоциируют с островодужными комплексами близкого возраста. Зона имеет чешуйчато-надвиговое строение. В ее состав входят крупные офиолитовые комплексы, включающие гипербазиты, габброиды, спилит-диабазовые толщи, близкие химическому составу толеитам СОХ и ассоциирующие осадочные породы, представленные пелагическими отложениями. Одновозрастные образования островных дуг представлены андезитами, андезибазальтами и базальтами с большим количеством туфов, особенно в верхах толщ. Лавы перемежаются с морскими осадками и имеют известково-щелочной состав. Позднеюрский - раннемеловой. Субдукционный комплекс включает также ряд чужеродных блоков среднепалеозойских офиолитовых и островодужных комплексов, между которыми развиты зоны меланжа и глаукофансланцевого метаморфизма.

Чукотская складчатая система принадлежит к коллизионному поясу обрамления арктически континентальных массивов. На севере ее ограничениями являются подножия материковых склонов, включая Новосибирские о-ва, о-в Врангеля, а на юге ее граница перекрыта вулканитами Охотско-Чукотского пояса. Западным ограничением является Южно-Аньюйская шовная зона, а восточным продолжением Бруксовская складчатая система на Аляске.

Образование комплексов, слагающих Чукотскую складчатую область происходило в условиях пассивной окраины Арктического континента. Докембрийское кристаллическое основание выходит на поверхность на крайнем востоке Чукотки, в

пределах Восточно-Чукотского поднятия. В отличие от Сибирского докембрийское основание Восточно-Чукотского массива характеризуется преобладающим развитием первично осадочных пород, зональным строением и относительно низкотемпературным метаморфизмом, соответствующим амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациям. Рифей-вендские слои развиты очень ограниченно и представлены на о-ве Врангеля когломаратовой толщей.

Палеозойские породы слагают ряд поднятий. В разных районах Чукотской складчатой системы палеозой представлен различными шельфовыми формациями. В целом характерно карбонатно-терригенное накопление, с преобладанием карбонатов в низах разреза, и терригенных пород в верхах. Объем мезозойского комплекса Чукотской складчатой системы по сравнению с верхоянским сокращенный (триас-нижняя юра). В основании триаса повсеместно отмечается перерыв и мезозой залегает либо с несогласием, либо контакт тектонический. Для толщ нижнего триаса характерны габброиды, диабазы и их туфы, местами спилиты и серпентинизированные ультрабазиты, свидетельствующие об утонении континентальной коры. Верхний триас и нижняя юра сложены обломочной флишевой формацией, интенсивно деформированной в поздней юре. На палеозойское и мезозойское складчатое основание несогласно и со стратиграфическим перерывом ложится молассовый комплекс, выполняющий ряд впадин (Раучуанскую и некоторые другие, более мелкие). Он представлен внизу грубообломочными морскими отложениями, эффузивами и туфами среднего и кислого состава, а вверху континентальными, иногда угленосными, осадками поздней юры - раннего мела.

Суммирую эти данные, можно утверждать, что пассивная окраина Восточной Арктики представляла собой часть обширного морского бассейна, в основании которого в раннем мезозое находилась преобразованная континентальная кора, большей частью утоненная, местами раскрытая до океанической, соответственно Сибирский и Арктический континенты в это время разделены океаническими бассейнами, находились на удалении друг от друга. В результате крупномасштабных горизонтальных перемещений они были сближены столкнувшись в конечном счете образовали единый Верхояно-Чукотский мегаблок.

Охотско-Чукотский вулcano-плутонический пояс резко несогласно перекрывает структуры Северо-Востока Азии на протяжении 3000 км от Берингова пролива до Удской губы, маркируя активную континентальную окраину андийского типа, существовавшую здесь в меловое время. Излияния происходили исключительно в наземной обстановке. В целом преобладают андезиты и риолиты, местами встречаются андезибазальтовые толщи. Отмечается четкая поперечная петрохимическая зональность: во фронтальной (восточной) части пояса развиты породы нормальной щелочности, а в тылу (вглубь континента) высоко-калиевые разности. Широко обнажены субвулканические интрузии того же состава и более крупные батолитовые тела гранитоидов известково-щелочного ряда. Формирование пояса происходило сравнительно быстро - в течении альба - сеномана (около 20 млн.лет). Его заложению предшествовало образование Кони-Мургальский вулканического пояса. Этот пояс причленился к окраине континента в раннем мелу и представляет собой агломерат разновозрастных островодужных комплексов от поздней перьми до раннего мела. Вулканические комплексы его выполняющие обнажаются из-под более молодых Охотско-Чукотских вулканитов на юго-восточном фланге пояса.

КОРЯКСКО-КАМЧАТСКАЯ ОБЛАСТЬ И КАМЧАТСКО-КУРИЛЬСКАЯ ДУГА

Складчатые образования Корякско-Камчатского пояса, входящего в состав восточной части Евразийской континентальной окраины, формировались в течение мезозой-кайнозойского времени на конвергентной границе между Тихоокеанской и Азиатской плитами. Большая часть его площади покрыта кайнозойскими преимущественно вулканогенными островодужными формациями.

Корякско-Камчатский пояс является примером аккреционных структур. В нем проступает полосовое расположение разновозрастных вулканических поясов, отвечающих прежним вулканическим дугам, каждая из которых контролировалась зоной субдукции и в каждую из которых поступали чужеродные блоки (террейны), сгрудившиеся у окраины континента и создавшие современную брекчиеподобную мозаичную картину Корьякии и Камчатки.

Три главных категории структурно-вещественных комплексов устанавливаются в пределах Корякско-Камчатского пояса: 1) вулканические комплексы, маркирующие прежние окраинно-континентальные вулканические пояса; 2) флишевые и связанные с ними туфогенные комплексы, отмечающие положение прежних преддуговых террас, и 3) чужеродные блоки, окруженные флишевой матрицей и зачастую серпентинитовым меланжем или олистостромами, отвечающие аккреционным клиньям приостровных склонов глубоководных желобов. Омоложение этих генетически связанных комплексов наблюдается с запада на восток. Это хорошо видно в смене разновозрастных вулканических поясов:

1. Самые древние вулканические комплексы связаны с функционированием Кони-Мургалской системы островных дуг и мелового Охотско-Чукотского окраинно-континентального пояса. Поля распространения вулканитов этих поясов ограничивают с запада аккреционные структуры Корякско-Камчатской области. Фронтальная (обращенная на восток) часть этих вулканических поясов представлена Пенжинско-Анадырской зоной распространения терригенных флишевых толщ мелового, а местами юрского возраста. Они отвечают преддуговой террасе Кони-Мургалских дуг и Охотско-Чукотского вулканического пояса.

2. Далее к юго-востоку прослеживается полоса палеогеновых вулканитов Анадырьско-Бристольского (палеоцен-эоцен) и Корякско-Западно-Камчатского (эоцен-олигоцен) поясов, Наложены на меловые флишевые образования Алгано-Великореченской и Алькатваамской передовых бассейнов Охотско-Чукотского вулканического пояса. Флишево-олистстромовые толщи преддуговой террасы палеогенового возраста распространены вдоль Вывенского шва и выполняют Укэляятский и Западно-Камчатский прогибы.

3. Далее в пределах Олюторо-Камчатской части следует полоса вулканитов неоген-плейстоценового возраста и область современного вулканизма Курило-Камчатский островной дуги

Вулканические пояса располагаются резко несогласно на более древних деформированных чужеродных блоках и на разделяющих их флишеидных комплексах. Перед фронтом каждого из них располагаются чужеродные блоки и более молодые флишевые комплексы по сравнению с теми, на которых залегает пояс. Это означает, что окончание активности каждого из поясов было связано с «заклиниванием» зоны субдукции прибывающими чужеродными блоками, а появление молодого пояса было обусловлено перескоком зоны субдукции в новое положение по направлению к Тихому океану. Так заклинивание J-K зоны субдукции связано с причленением Пенжинского, Ваежского, Усть-Бельского, Пекульнейского, Канчаланчского террейнов.

Их внутренне строение представлено тектоническими пластинами хаотически нагроможденных комплексов. В составе покровов преобладают островодужные вулканогенно-кремнистые отложения поздней юры - раннего мела и офиолиты палеозойско-мезозойского возраста. Кроме того известны проявления глаукофановых сланцев среднепалеозойского возраста, разновозрастные глыбы известняков, и блоки метаморфитов докембрийского возраста.

В аккреционной призме средне-позднемелового возраста во флишевую матрицу запечатаны Майницкий и Эконайский террейны аккреционного происхождения. В состав террейнов входят офиолитовый, вулканогенно-осадочный островодужный, хаотический субдукционный комплексы позднеюрско-раннемелового возраста.

С окраинно-континентальной зоной субдукции мел-палеогенового и олигоцен-миоценового возраста связано формирование складчатого основания Олюторско-Камчатской области

В пределах Олюторского полуострова и Западной Камчатки выделяются несколько структурных единиц (Ватынская, Ачайваямская и Говенская), разделенные полосами олигоцен-нижнемиоценового флиша и надвинутые Укэляятский и Западно-Камчатский флиш. Для этих областей характерны мел-палеогеновые покровы представленные вулканическими сериями образовавшимися в условиях океанических островов и вулканических дуг. Они тесно связаны с гипербазитами, габбро и другими членами офиолитовой ассоциации.

Наиболее древние комплексы Олюторско-Камчатской области слагают два массива: Срединного хребта и Ганальский. В пределах Срединного хребта известны выходы кристаллических сланцев и гнейсов с абсолютным возрастом 1.3 млрд.лет. Кроме глубоко метаморфизованных пород имеются слабометаморфизованные разности, в которых обнаружены предполагаемые остатки палеозойской фауны. Ганальский выступ сложен гранулитами, прорванными силлами плагиогранитов, для с возрастом 487 млн лет. Очевидно, что оба эти массива представляют собой самостоятельные террейны.

На массиве Срединного хребта аллохтонно залегают кремнистые и вулканические комплексы (Ирунейский, Валагинский и Кумроч), перемежающиеся с подушечными базальтами, иногда встречаются пластины офиолитов. Область распространения этих пород представляют собой хаотический аккреционной комплекс позднего мела, который наращивается вулканогенными породами островодужного генезиса — туфами, базальтами, андезитами, а также щелочными базальтами конца мела - начала палеогена.

Блоки Кроноцкого полуострова и п-ова Камчатский мыс сложены вулканическими толщами мел-палеогенового возраста, разбитыми на серию пластин, и разделенных полосами серпентинитового меланжа. Их причленение и деформация происходили в среднем миоцене.

Котловина северо-восточной части Охотского моря наложена на весь Корякско-Камчатский складчатый нояс. Ее восточное крыло выведено на поверхность в западной части Камчатки, где кайнозойская моласса, главным образом олигоцен-миоценовые толщи участвуют в строении Западно-Камчатского прогиба. Мощность осадков на шельфе, в соответствии с данными бурения, составляет 3—5 км, а во впадине Тинро достигает 10 км.

Курило-Камчатская дуга представляет собой типичный вулканический пояс, возникший вследствие субдукции Тихоокеанской плиты, которая в настоящее время поглощается со скоростью 9 см. год. Согласно данным ГСЗ Курильская дуга подстилается на обоих флангах корой континентального типа мощностью 25 км, а в

центре либо океанической, либо сильно утоненной континентальной корой мощностью 15 км. Вся Камчатская ветвь подстилается континентальной корой, и для нее в какой-то мере справедлива аналогия с активными континентальными окраинами андийского типа. Мощность коры здесь составляет 30—35 км.

Курило-Камчатская островная дуга сопряжена с глубоководным желобом, удаленным от нее на 150—175 км. Общая ее протяженность составляет 1800 км. С системой Курило-Камчатской дуги совпадает хорошо выраженный пояс сейсмичности. По распределению гипоцентров землетрясений четко вырисовывается глубинная сейсмофокальная зона—зона Бенъофа. Она прослеживается на глубину до 650 км и имеет наклон в среднем 40°. В интервале глубин между 150 и 200 км намечается разрыв сейсмичности, и именно над этим отрезком зоны располагается пояс современной вулканической деятельности.

Курило-Камчатская островодужная система имеет типичное для островных дуг строение: вулканическая дуга, невулканическая дуга, преддуговой (внутренний) склон глубоководного желоба, глубоководный желоб, внешний склон желоба. В тылу дуги располагается Южно-Охотоморская глубоководная впадина.

Вулканическая дуга образует структуры Большой Курильской гряды. Начало активизации вулканической деятельности относится к раннему миоцену. В истории развития дуги можно наметить три этапа: 1) ранний миоцен представлен базальтами, андезитами, риолитами и их туфами; 2) средний миоцен, представлен терригенными флишеидными осадками с конгломератами и олистостромовыми горизонтами грабеновой фации. Предполагается, что снос обломочного материала происходил со стороны Охотоморского блока, от которого Курильская дуга откололась при раскрытии Южно-Охотоморского бассейна. 3) верхний миоцен-настоящее время. Этому этапу отвечает вулканическая толща от базальтов до риолитов известково-щелочную серии, при преобладании андезитовых разностей. Вулканические комплексы формируют две структурные зоны: осевой хребет и подводные горы задугового бассейна. В осевой части это, в основном, вулканы известково-щелочной, местами толеитовой серии, для задуговой части характерны субщелочные разности. На Камчатке известны штоки субщелочных пород, свидетельствующие о начинающемся расщеплении островной дуги и заложении междугового бассейна (Центрально-Камчатский рифт, заполненный кайнозойской молассой)

В качестве внешней невулканической дуги Курило-Камчатской системы могут рассматриваться Малокурильская гряда, рассмотренные выше полуострова Восточной Камчатки, в настоящее время уже причлененные к вулканической дуге.

На Малых Курилах обнажаются позднемеловые вулканические породы, представляющие остатки более древней островной дуги. Есть также предположение, что Малокурильская гряда представляет собой чужеродный блок причленившийся к Курило-Камчатской островодужной системе.

ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ОКРАИНА АЗИИ (СИХОТЭ-АЛИНЬ-САХАЛИНСКАЯ ОБЛАСТЬ И ПРИЛЕГАЮЩИЕ ТЕРРИТОРИИ)

В южной части российского Дальнего Востока расположен разнообразный латеральный ряд тектонических структур. Это юго-восточный край Сибирской платформы, Хингано-Буреинский и Ханкайский массивы, состоящие из докембрийских блоков и разделяющих их герцинских структур, западная ветвь Монголо-Охотского раннемезозойского подвижного пояса мезозойско-кайнозойская аккреционно-

коллизийная система Сихотэ-Алиня и Сахалина, а также современная активная континентальная окраина, связанная с развитием Курильской островной дуги.

Герциньские аккреционно-складчатые комплексы, связанные с эволюцией Палеоазиатского океана, расположены на территориях Буреинского и Ханкайского массивов. Большую часть массивов занимают палеозойские гранитные батолиты сформированные на завершающих этапах образования гетерогенной структуры блоков. В состав Хингано-Буреинского массива входят Гонжинский, Мамыньский, Буреинский (Туранский) и Малохинганский блоки кристаллических пород докембрия. Выходы основания блоков на поверхность сохранилось на сравнительно небольших участках. Наиболее крупные из них известны в Малом Хингане, где на поверхности обнажаются нижнепротерозойские метаморфические комплексы, представленные гнейсами, амфиболитами, кристаллическими сланцами (амурская серия), которые с несогласием перекрыты рифей-венд-кембрийскими карбонатно-терригенными слабометаморфизованными породами (хинганская серия и ее аналоги). Состав метаморфических толщ существенной варьирует от блока к блоку, что предполагает независимое их развитие. Палеозойские аккреционные комплексы главным образом турбидитового состава развиты в центральной части Хингано-Буреинского массива, где они перекрыты неоген четвертичными образованиями Зейской впадины и в Баджальской зоне, примыкающей к массиву с востока. Ханкайский массив во многом похож на Хингано-Буреинский, также имеет гетерогенную структуру и может быть разделен на несколько блоков (Матвеевский, Нахимовский, Гродековский). Раннепротерозойские метаморфические комплексы слагают отдельные блоки, либо выходят в ядрах гранитогнейсовых куполов. Оболочка куполов и межкупольные синформы сложены верхнедокембрийскими и ниже-среднекембрийскими отложениями, которые представлены, с одной стороны, карбонатными и терригенно-кремнистыми отложениями, а с другой — вулканическими породами. Характерной особенностью Ханкайского массива является наличие вдоль его восточного края пермского вулканоплутонического пояса (Арсеньевский пояс). Среди вулканитов повсеместно преобладают андезиты, отмечаются также дацит-риолитовые комплексы. Они тесно ассоциируют с туфами и вулканогенно-обломочными породами. Среди осадков распространены мелководные обломочные и континентальные угленосные образования. Пермский вулканический пояс вероятно маркирует активную окраину Ханкайского массива.

Примыкающая к окраине Сибирского кратона с юга Монголо-Охотская аккреционная система состоит из осадочных комплексов преддуговых бассейнов и аккреционного клина раннемезозойской активной континентальной окраины Сибирской платформы. Структура системы может быть разделена на три основные сегмента Тукурингра-Джагдинский, Галамский и Ульбанский.

Тукурингра-Джагдинский сегмент отличается северо-западным простираем структур. Основное место здесь занимают переработанные коллизийными деформациями нижнепалеозойские терригенные, терригенно-карбонатные и глинисто-кремнистые отложения, которые включают пластины метавулканитов базальтового и андезит-дацитового составов. Широко представлены тела габбро-тонналитов. В целом этот сегмент складчатой системы можно охарактеризовать как субдукционнo-коллизийный меланжевый тектонический комплекс, включающий офиолитовые и островодужные ассоциации.

Структурный стиль Галамского сегмента представлен пакетом тектонических пластин и чешуй северо-восточного простираия. Во внутреннем строение этих тел преобладают слабоизмененные комплексы преимущественно среднего верхнего

палеозоя (от силура до карбона), представленные терригенно-кремнистыми отложениями флишоидного типа, подушечными базальтами, андезибазальтами и андезидацитами, а также хаотически построенными олистостромовыми горизонтами. Стратиграфически выше залегают мощный триас-юрский флиш, с горизонтами олистостром и вулканитами как островодужного генезиса так и базальтами типа СОХ. В небольших прогибах перекрывающих складчатые образования палеозоя, раннего мезозоя со стратиграфическим несогласием залегают верхнемеловые наземные вулканиты бимодальной серии. В северо-западной части сегмента в пределах Ланского офиолитового шва широко распространены чешуи гипербазитов, габброидов и амфиболитов. Таким образом Галамский сегмент в основном образован субдукционными комплексами палеозоя - раннего мезозоя со значительным участием океанических образований.

Ульбанский сегмент складчатой системы имеет наименее напряженный стиль деформаций и представлен довольно крупной синформой, которую в основном выполняют юрские толщи флишевого и турбидитового строения, глинисто-кремнистые осадки и вулканогенные толщи базальтового состава. Местами юра согласно перекрыта толщей нижнемелового флиша. Этот комплекс пород интерпретируется как комплекс пассивной континентальной окраины, вовлеченный в покровно-складчатую структуру Монголо-Охотского пояса. Мезозойский флиш распространяется и за ее пределы на юго-восток в структуры Сихотэ-Алиня.

Хингано-Охотская активная континентальная окраина, существовавшая в раннем мелу-начале позднего мела, включает в себя магматическую дугу и аккреционный клин. Юго-восточной границей этой активной окраины служит Амурская сутура. В преддуговой области (Хабаровская, Амурская, Киселево-Маноминская зоны) основная роль принадлежит нижнемеловым терригенным турбидитовым и флишевым комплексам. Помимо нижнемеловых терригенных пород здесь присутствует хаотический комплекс вулканитов, кремнистых и карбонатных пород позднего палеозоя - раннего мезозоя, что характерно для фронтальной части аккреционного клина активной континентальной окраины. В настоящее время эти образования в большей части перекрыты кайнозойем Хабаровской наложенной впадины.

Юго-восточнее Амурской сутуры находятся аккреционные структуры Центрального Сихотэ-Алиня. Эта зона представляет собой линейный выступ со сложной аккреционной структурой, в которой сочетаются разновозрастные офиолитовые, островодужные и хаотические субдукционные комплексы палеозоя - раннего мезозоя (самаркинский комплекс). В тектонический меланж Центрально-Сихотэ-Алиньской зоны заключены континентальные блоки домезойского возраста, которые сложены кристаллическими сланцами, гнейсами и мигматитами и перекрытые полого-залегающими тектоническими покровами основных вулканитов, ультрамафитов и кремней триасово-юрского возраста. Структуры Центрально-Сихотэ-Алиньского поднятия приурочены к крупному одноименному сдвигу. С ним же сопряжена кулисная система оперяющих разломов северо-восточного простирания и конформная им система складок. Восточнее самаркинского аккреционного пояса протягивается широкая полоса нижнемелового флиша.

Сделанный обзор показывает, что в позднем палеозое – мезозое в результате субдукции под юго-восточную окраину Евразийского континента литосферных плит Монголо-Охотского и Тихого океанов к концу раннего мела завершилось формирование складчатых структур Сихотэ-Алиня. В строении этой складчатой системы можно выделить два основных типа комплексов: "дофлишевый" - субдукционный хаотического строения, формировавшийся до раннего мела, и

"флишевый" - коллизионный образованный в раннем мелу. Современная структура региона и распространение геологических комплексов свидетельствует о немаловажной роли сдвигов. Формирование мезозойских турбидитовых комплексов, преобладающих на этой территории многие исследователи связывают с обстановкой континентальных окраин калифорнийского типа.

Второй этап в развитии Сихотэ-Алиня, начавшийся в конце позднего мела - палеогене ознаменован заложением на сформировавшемся аккреционном основании Сихотэ-Алиньского окраинно-континентального вулканоплутонического пояса и сопряженных с ним структур. Вулканиды пояса принадлежат типичной известково-щелочной серии и прорваны гранитными батолитами. Характерна поперечная петрохимическая зональность со сменой с востока на запад (т.е. в глубь континента) менее щелочных пород более щелочными, появлением в том же направлении вулканических пород латитовой серии и щелочных интрузий. Контролирующая вулканоплутонический пояс, зона субдукции находилась на расстоянии около 400 км. и прослеживается на о-ве Сахалин. О-в Сахалин отделен от Сихотэ-Алиня прогибом Татарского пролива который открывается на юг в сторону глубоководной котловины Японского моря. Поскольку котловина возникла только в неогене, то Сахалинская и Сихотэ-Алиньская ветви аккреционно-коллизионной системы обособились, по существу, лишь в кайнозойской структуре, а до этого они составляли единый пояс. Западная часть Сахалина интерпретируется как преддуговой бассейн Сихотэ-Алиньского вулканоплутонического пояса и сложена обломочными сериями позднего мела -плиоцена. Она содержит продукты разрушения вулканических пород, в отдельных интервалах разреза напоминает флиш, но в целом формировалась на сравнительно малых глубинах. Присутствуют также пачки туфов и вулкаников островодужного типа. Источником сноса служил собственно сам вулканический пояс.

Складчатые комплексы Восточно-Сахалинкой зоны можно интерпретировать как субдукционный меланж - аккреционная призма Сихотэ-Алиньской магматической дуги. Они характеризуются хаотическим строением, присутствие типично субдукционных комплексов, в составе которых можно выделить метаморфические породы высоких давлений, хаотическими комплексы с многочисленными глыбами палеозойских и раннемезозойских пород, перемежающиеся с офиолитовым меланжем. Аккреционные комплексы Сахалина перекрыты чехлом неогеновых-четвертичных осадков, которые прослеживаются и к востоку от о-ва Сахалин в сторону Охотоморской сутуры, выраженной в рельефе уступом. К востоку от него располагаются уже совсем иные региональные тектонические элементы. Шельф Охотского моря, Южно-Охотская впадина с корой океанического типа в тылу современной Курильской островной дуги, с функционированием которой связан современный этап истории юго-восточной окраины Азии.

Глава V. Молодые эпилеозойские плиты

ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ ПЛИТА

Западно-Сибирская плита представляет собой крупнейшую молодую эпилеозойскую плиту которая занимает обширную территорию (около 3,5 млн. км²) Западно-Сибирской низменности, выполненную мощными толщами осадочных пород. С юга плита ограничена герцинскими и каледонскими складчатыми сооружениями Алатау-Саянской аккреционно-коллизонной области, с запада и северо-запада плиту обрамляют позднепалеозойский складчатый пояс Урала, с востока - Сибирская платформа и байкальские образования Енисейского кряжа, а с северо-востока складчатые сооружения Таймыро-Североземельской области. На севере Западно-Сибирская плита открывается в сторону океана и переходит в пассивную окраину, которая большей частью является затопленной окраиной материковых структур. На юго-западе, в районе Тургайской седловины, структуры Западно-Сибирской плиты сочленяются с Туранским эпилеозойским осадочным бассейном.

Плита имеет двухъярусное строение - разновозрастный (от докембрия до позднего палеозоя) гетерогенный фундамент, обнажающийся в возвышенностях по обрамлению низменности и несогласно перекрывающий его чехол, сложенный мезозойскими и кайнозойскими осадками.

О взаимоотношениях и точной конфигурации различных структурных элементов фундамента плиты нет единого мнения. Однако, совершенно ясно, что в основании Западно-Сибирской плиты находят продолжение структуры ее обрамления. Предполагается, что большая часть Западно-Сибирской низменности подстилается верхнепалеозойскими комплексами, являющимися продолжениями Иртыш-Зайсанской и Томь-Колыванской складчатых зон. Их существование на глубине подтверждается бурением в южной части Западно-Сибирской низменности, где под чехлом вскрыты офиолиты, девонские и нижнекаменноугольные граувакковые отложения и лавы. Достаточно надежно несколько полос офиолитовой ассоциации устанавливается также в Зауралье. Здесь многими скважинами вскрыты гарцбургиты, верлиты, троктолиты, дуниты и габбро-нориты, т.е. ультрабазитовые разности офиолитовой ассоциации. Кроме того, офиолиты обнаружены в скважинах в районе Сургута и Нижневартовска. Вышесказанное позволило выделить в строении фундамента Западно-Сибирской плиты три офиолитовых пояса: Нижневартовско-Александровский, Зауральский и Западно-Сургутский. Гипербазитам в пределах этих поясов сопутствуют кремнистые сланцы, яшмы и граувакково-черносланцевые толщи в основном девонского возраста. Ограничить офиолитовые пояса позволяют также тяготеющие к ним интенсивные положительные магнитные аномалии. Позднепалеозойские коллизонные структуры Иртыш-Зайсанской и Томь-Колыванской зон на севере, в районе Обской губы, как предполагается, соединяются с близкими по возрасту складчатыми образованиями внутренних зон Урала, обрамляя, таким образом Ханты-Мансийский древний массив. Этот массив продолжает на север каледонские и более древние образования Центрального Казахстана. Вскрытые там породы представлены кристаллическими сланцами и гнейсами предположительно рифейского возраста, порядка 1000 - 1200 млн. лет. На востоке от Томь-Колыванской зоны под чехлом Западно-Сибирской плиты находят свое продолжение раннепалеозойские аккреционно-коллизонные и островодужные комплексы Кузнецкого Алатау испытавшие сильнейшие деформации в ордовике-силуре и погребенные структуры Минусинских наложенных впадин Алатау-Саянской области. Основание самой восточной части плиты составляет вытянутая вдоль

левобережья Енисея Приенисейская зона, являющаяся продолжением байкальских складчатых структур Енисейского кряжа, а далее на север погруженный борт Сибирской платформы, который сложен в этой части, судя по разрезам районов Туруханска и Игарки, довольно мощным существенно карбонатным разрезом верхнего докембрия, нижнего и среднего палеозоя. Наибольшие разногласия существуют по поводу строения фундамента северной части Западно-Сибирской низменности, скрытой под мощным чехлом осадков. Неясны взаимоотношения между погруженным краем Сибирской платформы и герцинидами Урала. Согласно одним взглядам край Сибирской платформы вряд ли проходит далеко на запад и кора в этой части имеет субокеанический тип, согласно другим взглядам принято считать, что древний докембрийский фундамент с палеозойским чехлом распространен под всей северной частью Западно-Сибирской низменности вплоть до п-ова Ямал.

По данным ГСЗ, Западно-Сибирская низменность на большей своей части подстилается континентальной корой. Ее мощность в целом составляет 43-46 км. в западной части (продолжение Уральских структур), 39-43 км. под окраиной Сибирской платформы, 36-37 км в центральной части. Таким образом наблюдается некоторое сокращение мощности от периферии к центральной части низменности, где по современным данным фиксируется достаточно типичная рифтогенная картина глубинного строения с утонением континентальной коры. Как правило палеорифты выражены впадинами глубиной до 2 км., которые ограничены сбросами. Они достаточно надежно устанавливаются по геофизическим данным. Им свойственны положительные гравитационные аномалии, соответствующие распространению в их пределах тяжелых базальтовых пород. С грабенами ассоциирует и повышение теплового потока по сравнению с его значениями за их пределами. Кроме того также характерны четкие магнитные аномалии, вытянутые вдоль грабеновых структур. В настоящее время в фундаменте Западно-Сибирской низменности прослеживается несколько палеорифтовых систем. Это протяженные, вытянутые в субмеридиональном направлении структуры, наиболее выраженным из которых является Колтогорско-Уренгойский грабен, вытянутый практически через всю плиту, уходя в основание Южно-Карской впадины Карского моря. От него косо к северо-западу отходит Ямальский грабен. Оба грабена обычно объединяет в единую систему (Ямало-Пуровский авлакоген). Вдоль восточного края Западно-Сибирской низменности протягивается второй хорошо выраженный палеорифт - Худосеевский грабен. На крайнем юго-западе низменности вблизи стыка с Уралом прослеживаются выходы на поверхность структур Челябинского грабена.

Грабены выполнены толщами (туринская и челябинская серии), среди которых, с одной стороны, присутствуют контрастные вулканические серии (базальты близкие по составу океаническим толеитам и субщелочные риолиты), а с другой — конгломераты, образующие типичную грабеновую фацию. Временем формирования этих структур, согласно современным данным считается поздняя пермь - триас. Геохимические исследования вулканических серий выполняющих грабеновые структуры свидетельствуют о том, что толеитовые и субщелочные базальты раннего триаса являются полными геохимическими аналогами пород трапповой формации Сибирской платформы. На синхронность начального этапа излияния траппов Уренгойского и Норильского районов указывают выполненные в последнее время палеомагнитные данные. Однако продолжительность траппового эпизода в истории этих двух провинций, вероятно, различны. Предполагается, что вулканическая деятельность в пределах Уренгойско-Колтогорского грабена Западно-Сибирской плиты имела место в течении более длительного периода времени, что, вероятно, связано с

продолжительной генерацией здесь океанической коры. Идея о вероятном раскрытии океанического ложа (Обского палеоокеана) впервые возникла при изучении данных геофизических исследований: установлены характерные магнитные аномалии вдоль простирания Колтогоро-Уренгойской системы грабен. Гипотезу Обского палеоокеана подтверждают имеющиеся палеомагнитные данные которые фиксируют расхождение положения триасовых палеомагнитных полюсов Восточной Европы и Сибири. Совпадение палеополюсов достигается эйлеровым поворотом Сибирского полюса приблизительно на 15 градусов против часовой стрелке. Следовательно расхождение полюсов может быть объяснено поворотом Сибири по отношению к Восточной Европе по часовой стрелке при раскрытии океанического пространства. Время раскрытия океана оценивается как 235-218 млн. лет., а величина раскрытия могла составить 270 км., при скорости спрединга порядка 1,6 см/год. К югу скорость спрединга, вероятно, постепенно уменьшалась, в результате чего образовался океанический бассейн клиновидной формы. С историей этого океана, вероятно, и связан начальный этап формирования собственно комплексов чехла Западно-Сибирской плиты.

Самыми древними породами осадочного чехла являются нижнеюрские отложения (тюменская свита и ее аналоги), выходящие на поверхность в краевых частях плиты. Они резко несогласно перекрывают разновозрастные, гетерогенные комплексы основания. В общем структурном плане плита представляет собой огромную плоскую впадину или синформу с пологомоноклинальными западным, южным и восточным крыльями, более погруженной внутренней - центральной частью и наиболее опущенной северной частью. На фоне крупных тектонических элементов в структуре собственно плитного комплекса вырисовывается множество более мелких структурных форм - брахиформных, нередко коробчатых поднятий и прогибов, флексур, отражающих длительно происходившие смещения блоков фундамента относительно друг друга. Вверх по разрезу отчетливость этих форм и их относительные амплитуды постепенно снижаются. Мощность осадочного чехла в южной (приподнятой) части плиты не превышает 3 км., на севере низменности суммарная мощность отложений чехла достигает 10 — 12 км. Полоса максимальных мощностей приурочена к впадине над Колтогорско-Уренгойским грабеном. Отложения юры здесь согласно залегают на мощной толще черных и серых аргиллитов, алевролитов и песчаников среднего-позднего триаса. По своему строению разрез юрско-меловых и кайнозойских отложений чехла Западно-сибирской плиты имеет исключительно обломочный тип и характеризуется перемежаемостью мелководно-морских и континентальных фаций, часты дельтовые осадки, отмечаются следы многочисленных трансгрессий и регрессий, связанные с эвстатическими колебаниями уровня океана. Подъем уровня моря отмечаются в поздней юре, раннем мелу, позднем мелу и эоцене-среднем олигоцене. В это время возникали условия некомпенсированных бассейнов, когда глубина моря могла достигать 700 м. и более. Так, например, это было в поздней юре, когда отлагались богатые органическим веществом битуминозные глины знаменитой баженовской свиты.

Таким образом, как было показано выше, формирование осадочного бассейна Западной Сибири является следствием пермо-триасового рифтогенеза и кратковременного спрединга с образованием ложа Обского палеоокеана. После прекращения растяжения и отодвигания Сибири от Европы пространство между ними стало опускаться вследствие охлаждения литосферы. В ходе развития, погружение компенсировалось поступлением обломочного материала, так что ложе бассейна постоянно находилось вблизи уровня моря. В общем случае Западно-Сибирский

бассейн является примером осадочного бассейна, возникшего на месте области с прекратившимся рифтогенезом.

ТУРАНСКАЯ И СКИФСКАЯ ПЛИТЫ

Туранская плита занимает территорию Тургайское плато и расположенную южнее него денудационно-аккумулятивная равнина покрывая площадь около 2 млн. км². На северо-западе Туранская плита ограничена Восточно-Европейской платформой, на севере горными сооружениями Южного Урала, на востоке палеозойскими складчатыми сооружениями Казахстана и Тянь-Шаня. С юга Туранская плита обрамляется структурами Средиземноморского альпийскими складчатого пояса, на западе скрывается под водами Каспийского моря и далее смыкается со Скифской плитой. Скифская плита включает области Степного Крыма и Предкавказья. Она вытянута в виде узкой полосы от акватории Каспийского моря на востоке до Карпат на западе, непосредственно южнее Восточно-Европейской платформы и ограничена с севера Украинским щитом. На юге границей Скифской плиты являются альпийские складчатые сооружения Кавказа и Горного Крыма. Площадь занятая мезокайнозойскими отложениями плиты составляет около 1 млн. км².

Осадочные бассейны Туранской и Скифской плит тектонически представляют единое целое. Заложение этих бассейнов произошло в юрское время, на протяжении юры, мела и палеогена на их месте находился шельф северной окраины океана Тетис. Этот шельф располагался на приконтинентальном склоне крупных окраинных морей в тылу системы протяжённых вулканических островных дуг. Современным аналогом подобной обстановки являются Восточно-Китайское и Охотское моря.

Как и Западная Сибирь, Туранская и Скифская плиты имеют гетерогенным фундаментом. В фундаменте плит находят свое продолжение складчатые структуры, обрамляющие их. Выходы на поверхность фундамента Туранской плиты известны в обрамлении - в Мангышлаке (пермь-триас), в хребте Туаркыр (средний палеозой). Мощность континентальной коры составляет 30-45 км. В строении фундамента выделяются добайкальские и байкальские массивы и разделяющие их складчатые зоны, соединяющиеся со складчатыми структурами Урала и Тянь-Шаня. К числу древних массивов относятся: Северо-Устюртский, Бельтаусский, Сырдарьинский, Каракумский, Южно-Мангышлакский, Карабогазский. Они сложены кристаллическими сланцами, гнейсами и прорваны палеозойскими гранитами. Мангышлакско-Гиссарская система разломов делит Туранскую плиту на две части: приподнятую северо-восточную и опущенную юго-западную. Первая сложена деформированными вулканогенно-осадочными толщами раннего палеозоя, на которых с резким несогласием залегают молассовые отложения среднего-верхнего палеозоя. Для девона характерно присутствие вулканитов среднего и кислого состава, переслаивающихся с красноцветными осадками. Поздний девон и ранний карбон представлены карбонатно-терригенными, иногда угленосными отложениями. В пределах юго-западной части плиты, фундамент представлен комплексами пород от докембрия до карбона. Нижнепалеозойские толщи сложены кристаллическими сланцами, кварцитами, мраморами, среднепалеозойские - известняками, вулканогенно-осадочными отложениями, флишеподобными осадками. В Кызылкумах в палеозойских отложениях фундамента обнаружены фрагменты офиолитового комплекса, прослеживающиеся на 1500 км в пределы Алайского хребта. Офиолиты представляют собой шов столкновения различных сиалических блоков. На палеозойских толщах с резким несогласием залегают комплекс пермско-триасовых красноцветных молассовых

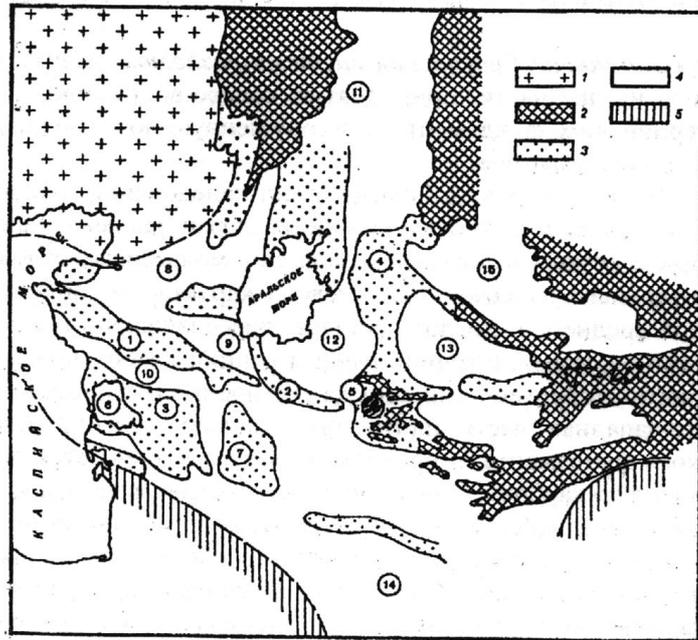
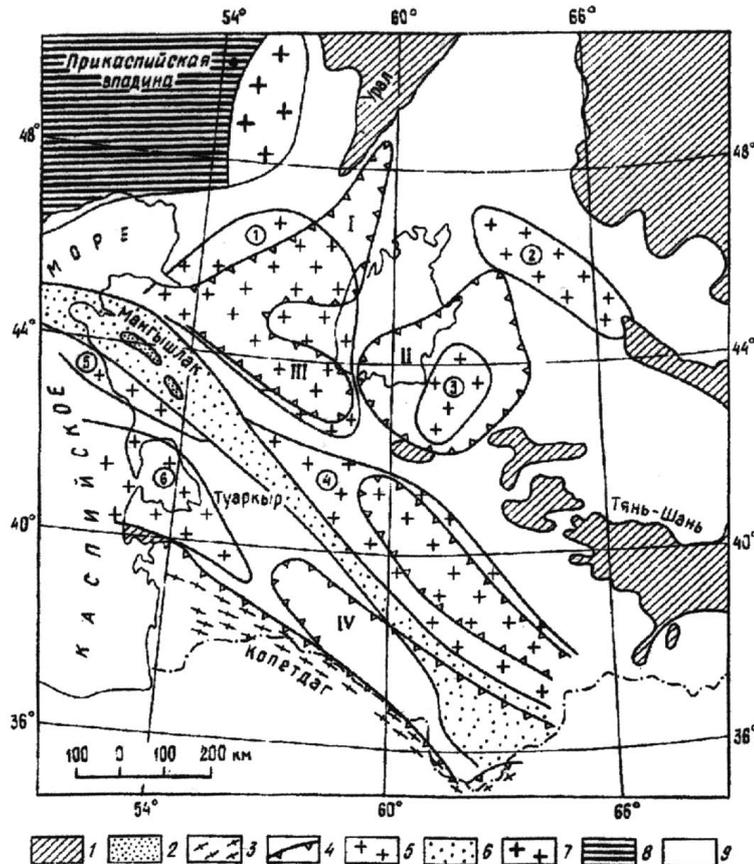


Схема расположения основных структур Туранской плиты

1 – Восточно-Европейская платформа; 2 – выступы палеозойского складчатого основания; 3 – положительные структуры; 4 – отрицательные структуры; 5 – альпиды.
 Цифры в кружках: поднятия: 1 – Мангышлакское, 2 – Нижнеамударьинское, 3 – Туаркырское, 4 – Нижнесырдарьинский свод, 5 – Центральнокызылкумский свод, 6 – Карабогазский свод, 7 – Центральнокаракумский свод; впадины: 8 – Северо-Устюртско-Челкарская, 9 – Барсакельмесская, 10 – Северо-Туркменская, 11 – Восточно-Уральская, 12 – Нижнесырдарьинская, 13 – Верхнесырдарьинская, 14 – Мургабская, 15 – Чу-Сарысуйская.



Тектоническая схема осадочного бассейна Туранской низменности.

1–3 – выходы складчатого основания на поверхность (1 – палеозойского, 2 – мезозойского, 3 – кайнозойского); 4 – контуры впадин с мощностью осадков более 3,0 км (I – Северо-Устюртская, II – Южно-Сырдарьинская, III – Барсакельмесская, IV – Мургабская); 5–8 – примерные контуры структур, погребенных под осадочным чехлом (5 – древние массивы, 6 – складчатые отложения перми и триаса, 7 – карельский фундамент Восточно-Европейской платформы, 8 – оксаническое ложе Прикаспийской впадины); 9 – участки погребенных складчатых поясов. Цифры в кружках – массивы: 1 – Северо-Устюртский, 2 – Бельтауский, 3 – Сырдарьинский, 4 – Каракумский, 5 – Южно-Мангышлакский, 6 – Карабогазский

отложений с прослоями вулканитов. Мощность этой толщи от первых сотен метров до 6-8 км в районе Мангышлака. Развитие пермо-триасового комплекса, связанного с грабенообразными структурами, свидетельствует об условиях растяжения.

В фундаменте Скифской плиты также находятся породные ассоциации широкого возрастного диапазона. В Предкавказье фундамент плиты представлен породами от докебрия до верхнего палеозоя, главным образом девона-нижнего карбона, представленные, зелёными сланцами, метаморфизованными в раннем палеозое и прорванными плагиогранитными интрузиями каменноугольно-пермского возраста. Угленосная толща Донбасса в восточном направлении вдоль края Карпинского быстро сокращается в мощности и замещается карбонатно-терригенными отложениями. Наиболее молодыми в этой части фундамента плиты являются морские отложения ранней перми. В пределах Степного Крыма фундамент сложен позднепротерозойскими хлоритовыми и серицитовыми сланцами и терригенно-карбонатными толщами палеозоя, среди которых отмечены спилиты, диабазы, андезиты и их туфы. Фундамент Скифской плиты выходит на поверхность в устье Дуная (Добруджиский массив). Здесь он представлен интенсивно дислоцированными сланцами, филлитами, граувакками и кварцитами дорифейского и рифейского возраста, силурийскими терригенно-карбонатными и девонскими терригенными отложениями.

Формирование чехла Туранской и Скифской плит началось в ранней юре. Чехол представляет собой единый комплекс, отложений от юры до миоцена и сложен континентальными песчано-глинистыми толщами, которые в южном направлении фациально замещаются морскими терригенно-карбонатными и песчано-глинистыми отложениями. Формирование мезо-кайнозойского плитного комплекса связано с развитием палеоокеана Тетис, на месте которого сейчас образованы складчатые сооружения Средиземноморского пояса. На протяжении юры, мела и палеогена Туранская и Скифская плиты представляли собой шельфовую часть северной окраины этого океана. Мощность осадочной толщи достигает во впадинах 8-9, а иногда и более километров. Наиболее крупными впадинами на территории Туранской плиты являются: Северо-Устюртская, Южно-Сырдарьинская, Барсакельмесская, Мургабская и др. В пределах Скифской плиты хорошо выраженными отрицательными структурами являются прогибы: Азово-Кубанский, Северо-Черноморский, Терско-Маньчский.

Глава VI. Средиземноморский складчатый пояс

Средиземноморский складчатый пояс пересекает территорию Северной Евразии в широтном направлении от Карибского до Южно-Китайского моря, отделяя южную группу древних платформ (Африка, Аравия, Индия), до середины юры составлявшую суперконтинент Гондвану, от северной группы: Восточно - Европейской, Сибирской, Таримской, Китайско-Корейской платформ. Внутреннее строение любого из складчатых поясов, в том числе и Средиземноморского отличается большой сложностью, поскольку представляет собой коллаж разнородных разноориентированных структурных элементов (обломков континентов, островных дуг, образований ложа океанов и их окраинных морей, внутриокеанских поднятий и т.п.), совмещенных в современной орогенической структуре. Средиземноморский пояс является представителем молодых складчатый сооружений. Основная часть его структуры формировалась в мезозойско-кайнозойское время и связана с историей развития и закрытия мезозойского океана Тетис, отделявшего Гондвану от Евразии. Доказательством океанского происхождения является присутствие в современной структуре многочисленных выходов офиолитов - реликтов океанской коры, маркирующих швы столкновения различных блоков. Выделяются несколько возрастных групп поясов столкновения: поздне-палеозойский - Передовой хребет Кавказа, раннемезозойский (триас-юра) - Добруджа, Крым, Северный Кавказ, Северный Памир, меловой - Центральный Памир, Малый Кавказ, палеоген-неогеновый - Карпаты.

Образование Тетиса сопровождалось деструкцией и раздроблением континентальных масс, поэтому среди складчатых структур пояса можно различить комплексы пород, сформировавшиеся на обеих окраинах океана - Гондванской и Евразийской. Внутри пояса располагаются многочисленные древние блоки - микроконтиненты, представляющие собой отторженцы фундамента, которые включены в покровно-складчатые структуры палеозоя. К их числу относятся палеозойские структуры Передового и Главного хребта Большого Кавказа, Дзирульский массив Грузии, Нахичеваньский блок Малого Кавказа, палеозоиды Северного Памира, Гиндукуша, Юго-Западного Памира. Среди этих блоков выделяются два типа: блоки Евразийского происхождения, различного генезиса, испытавшие складчатость в позднем палеозое и блоки Гондванского происхождения, преимущественно карбонатные (Нахичевань, Южный Памир). Мезозойские и кайнозойские комплексы, сформировавшиеся на окраине Гондваны имеют, в основном, карбонатно-осадочный тип разреза (Внешний Загрос, Тавр), характерный для аридного климата. Их образование происходило в условиях пассивной континентальной окраины. Евразийские блоки сложены, в основном, островодужными комплексами (Большой и Малый Кавказ) и юрскими угленосными формациями (Иран). Их формирование происходило в условиях гумидного климата.

Южная граница пояса проходит по фронту надвигов вдоль Загроса и Гималаев. Перед фронтом надвигов залегают мощные толщи платформенных осадочных отложений, начиная с позднего кембрия и до кайнозоя. Эти толщи представляют собой бывшую пассивную окраину Гондваны. Перемещение покровов на осадки пассивной окраины началось в позднем мелу, достигло максимума в миоцене и сопровождалось ростом горных цепей и формированием предгорных краевых прогибов, заполненных молассами.

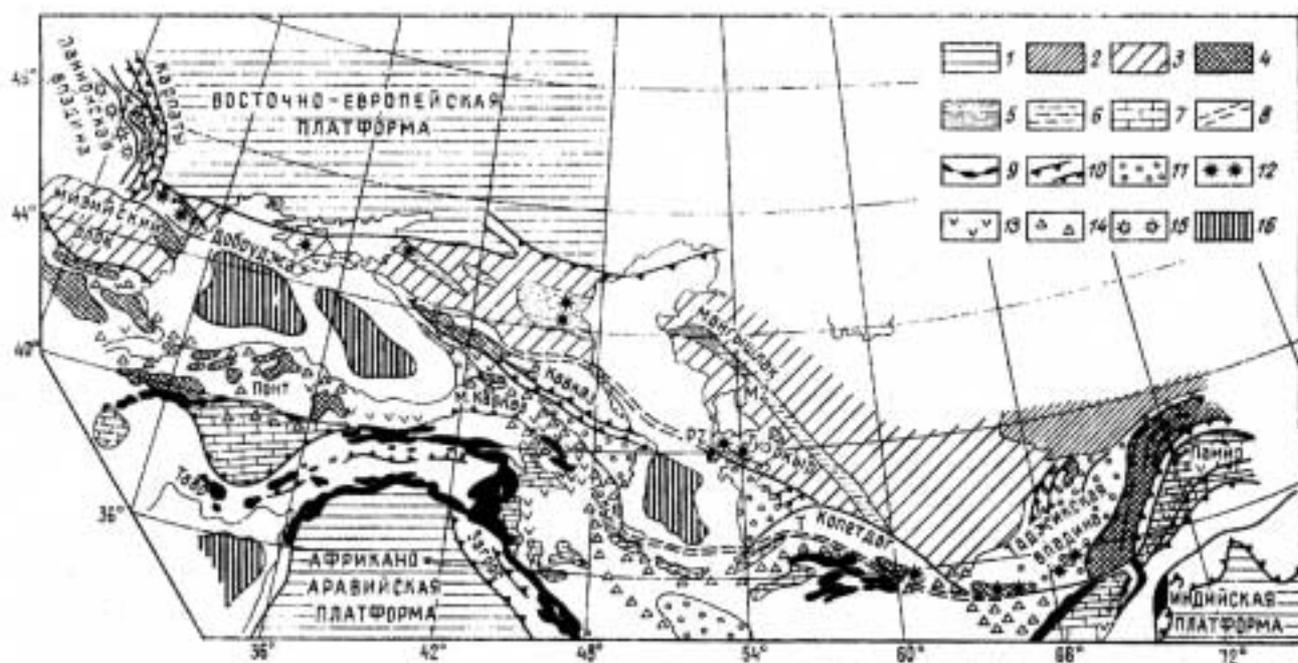


Схема тектонического районирования пояса Тетис.

1 - древние платформы; 2 - термичево складчатые окраины Евразии; 3 - западотурецкий чехол терридов; 4 - древние платформы (покрывающие); 5 - кавказские складчатые сооружения (выходы на поверхность); 6 - те же же, скрытые под более молодыми чехлами; 7 - области развития гондангских фаций внутри пояса Тетис; 8 - главные зоны столкновения, позднего возраста; 9 - африканы; 10 - гондангские платформы; 11 - западные приливы; 12-15 - пояса известково-шелочного вулканизма (12 - триасовые, 13 - юрские, 14 - меловые и палеогеновые, 15 - неогеновые); 16 - области с современной океанической корой.

Северная граница пояса расплывчатая. Она прослеживается по надвигам в Карпатах и на Памире, а также по краевым прогибам на границе с Восточно-Европейской платформой.

История формирования Средиземноморского пояса весьма сложная. Его заложение началось еще в позднем палеозое, когда южное обрамление Восточно-Европейской платформы испытало герцинский орогенез (в это время, например, был сформирован фундамент Скифской плиты). Начало мезозоя (Т-J₁) характеризует относительно тектонически спокойную стадию, близкую к платформенной (это время формирования осадочного чехла Скифской и Туранской плит). Повторный рифтинг и спрединг в середине мезозоя (J₂-К) привел к резкой активизации тектонических процессов и в конечном счете дал начало молодому Альпийско-Гималайскому горному поясу.

Поскольку структуры, относящиеся к Альпийскому складчатому поясу лишь частично располагаются на территории Российской Федерации (Северный Кавказ), поэтому их строение рассматривается в очень сжатом виде.

Восточные Карпаты состоят из серии тектонических покровов, надвинутых в северо-восточном направлении на край Восточно-Европейской платформы. В строении этой покровной области выделяют три зоны:

Зона внешних покровов - представлены мел-олигоценowymi флишевыми и молассовыми толщами. Молассы тяготеют к самой периферии Карпат и по существу принадлежат краевому прогибу. Флиш представлен чередованием мергелей и чёрных сланцев. По своей геодинамической природе флишевые толщи представляют собой осадочную призму континентального склона и подножия вблизи пассивной окраины Восточно-Европейской платформы. Складчатые деформации во внешней зоне начались в миоцене и продолжают до настоящего времени.

Центральная зона покровов отличается от внешней зоны тем, что среди мел-палеогеновых деформированных флишевых отложений эпизодически встречаются породы мезозойской (позднеюрской) океанической коры.

Внутренняя зона покровов или так называемая зона "утесов" характеризуется хаотическим смешением различных комплексов пород. Она представляет собой выходы на поверхность блоков поздне триас-юрских известняков и глинистых сланцев, юрских кремней, гипербазитов и других пород, заключенных во флишевую матрицу. Сам флиш имеет меловой возраст. Кроме вышеперечисленных, присутствуют блоки древних, докембрийских метаморфических пород перекрытых мел-палеогеновой молассой. От внешних покровов внутренние отличаются более ранними деформациями - на рубеже раннего мела, а затем в миоцене.

К юго-западу цепь Карпат сменяется Закарпатской впадиной представляющей часть Пононской впадины. Внутри неё располагается пояс известково-щелочных вулканитов плиоценового возраста.

Формирование современной структуры Восточных Карпат и надвигообразование является следствием позднекайнозойского столкновения Африки с Европой. Движение покровов продолжается и в настоящее время, на что указывает существование глубинной сейсмофокальной зоны под Карпатами.

Горный Крым представляет собой складчатую область с общей антиклинорной структурой, южное крыло которой обрезано впадиной Чёрного моря. В центральной части обнажаются триасовые и юрские отложения, на север возраст отложений постепенно омолаживается до неогена. Характерен куэстовый рельеф, обусловленный пологим падением слоев на север. В основании разреза залегает флиш таврической серии (триас-нижняя юра), сформировавшийся на континентальном подножии. Вверх

по разрезу флишевая толща сменяется раннеюрской олистостромовой, в который включены глыбы пермских известняков. Далее по разрезу следуют среднеюрские вулканы - базальты, андезитобазальты, шошониты. Лавы отделены от флиша несогласием и ассоциируют с кремнисто-аргиллитовыми и континентальными угленосными толщами. Излияния происходили как в наземной, так и подводной обстановке. Вулканы принадлежат известково-щелочной серии островодужного типа. В основании верхней юры отмечается крупное региональное несогласие, выше которого разрез представлен мощной толщей конгломератов, сменяющихся позднеюрскими карбонатными отложениями. Юра согласна перекрыта меловыми и палеогеновыми существенно карбонатными мелководными отложениями. В это время область нынешнего Горного Крыма представляла собой шельфовую окраину Южной Европы.

Копетдаг. Складчатая система Копетдага ограничивает с юга Туранскую плиту. В ее структуре выделяются Копетдагское поднятие, Предкопетдагский прогиб, и примыкающая к ним с юга Закаспийская впадина. В целом, складчатая область Копетдага возникла на месте мезозойско-раннекайнозойской пассивной окраины в результате передвижения Иранского блока относительно Евразии. В строении области выделяются два типа разрезов:

1. северный, скрытый под чехлом Туранской плиты и выходящий на поверхность в Большом Балхане, представлен песчано-сланцевыми толщами, деформированными перед мелом;

2. южный - собственно Копетдагский тип, представлен непрерывной карбонатно-терригенной толщей от юры до миоцена, испытавшей складчатость в позднем кайнозое, характеризуется чередованием мелководных известняков, мергелей, песчаников, глинистых сланцев, накапливавшихся в условиях континентального шельфа.

В тектоническом строении Копетдага просматривается крупная покровная зона по которой вышеназванные геологические комплексы перемещены в северном направлении и надвинуты на чехол Туранской плиты. Надвигообразование и основной этап деформаций фиксируется в середине миоцена.

Памир. Складчатые сооружения Памира сформированы в результате столкновения с Евразией Индийского континента. В этом отношении Памир сходен с Гималаями и Южным Тибетом и отличается от Кавказа. В целом складчатое сооружение Памира имеет дугообразную структурную форму, расположенную над самым северным выступом Индийского континента и представленное серией покровов, перемещенных в северном направлении. Наиболее важная в геологическом отношении граница представлена Таныманским разломом, отделяющим Северный Памир, бывшую северную окраину Тетиса, от Центрального и Южного Памира, породные ассоциации которых имеют Гондванское происхождение.

В структуру Северного Памира входят пластины представленные: 1) палеозойскими вулканическими толщами, среди которых выделяются как толеиты близкие к базальтам СОХ, так и известково-щелочные базаль-андезит-дацит-риолитовые островодужные комплексы в ассоциации с карбонатными и терригенными осадками, в том числе флишевого и олистостромового строения; 2) докембрийскими кристаллическими сланцами, парагнейсами, мраморами, представляющими собой фрагменты микроконтинентов; 3) разновозрастными породными ассоциациями хаотического строения, представляющие собой остатки аккреционной призмы.

В составе Центрального Памира выделяются два типа разрезов. Первый характерен для континентального подножия Гондваны и представлен мощной

терригенной толщей палеозой-раннемезозойского возраста, большая часть которого составлена триасовым флишем (до 2 км по мощности). Второй представляет собой шельфовую часть окраины Гондваны, которая характеризуется, главным образом, карбонатными отложениями от венда до позднего триаса. Причленение Центрального Памира (обломка Гондваны) к Северному Памиру произошло в позднем триасе-ранней юре, одновременно с формированием аккреционной призмы Северного Памира.

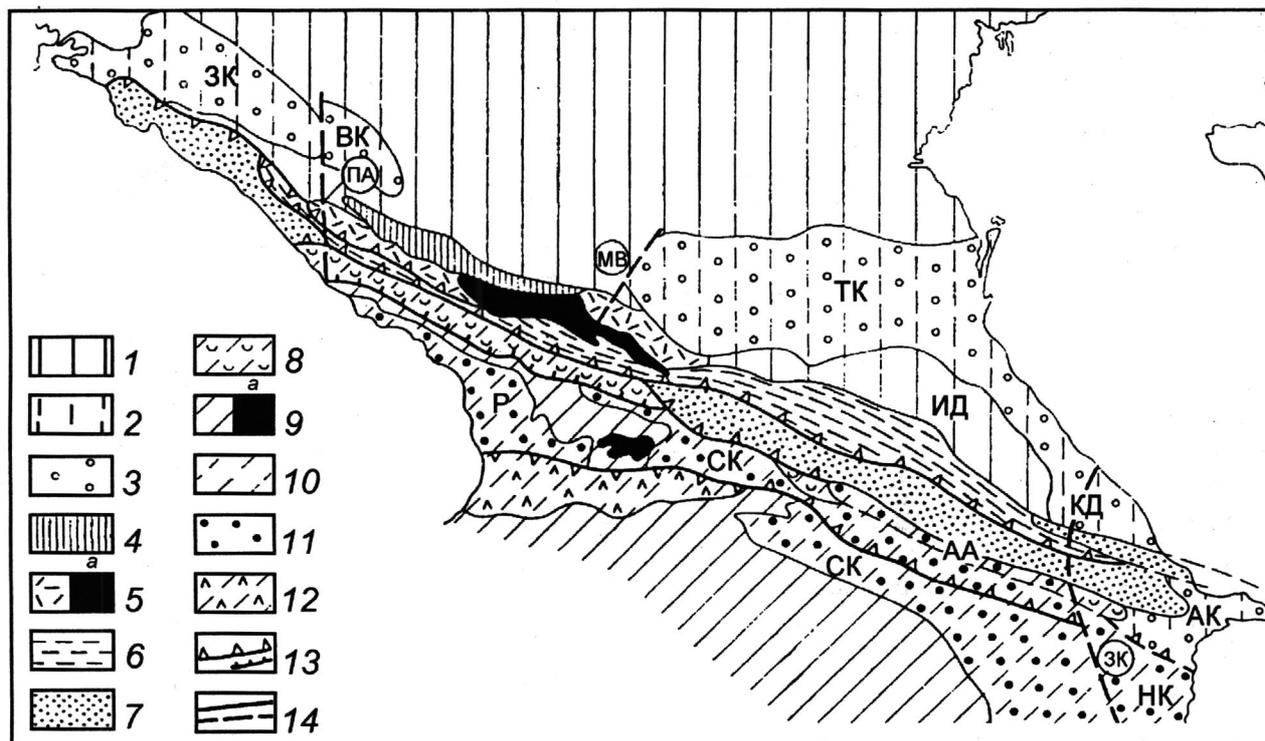
Южный Памир состоит из двух подзон - Юго-Западного и Юго-Восточного Памира. Первый представляет собой блок докембрийских метаморфических пород с возрастом 2.7-1.0 млрд.лет. В позднем мелу эти породы были повторно метаморфизованы и прорваны гранитами. Юго-Восточный Памир сложен карбон-пермскими и триасово-юрскими отложениями гондванского типа (фрагмент пассивной окраины Гондваны). Разрез представлен известняками с покровами базальтов и глубоководными осадками.

Рушанско-Пшартская шовная зона соединяющая Центральный и Южный Памир представляет собой пакет, состоящий как минимум из четырёх пластин, каждая из которых имеет индивидуальные черты строения, возраст выведенных на поверхность пород от карбона до юры включительно. Наиболее характерны два типа разрезов. Первый представлен толщей карбон-пермских известняков, ассоциирующих с покровами базальтов, перекрытых граувакками триасового возраста. Этот тип разреза отвечает рифтогенному комплексу, связанному с расколом и раздвижением Гондванских континентов. Второй тип разреза характеризуется глубоководными отложениями (радиоляриты, кремнистые сланцы верхней перми, триаса, юры), местами отмечаются горизонты подушечных лав. В юрских отложениях прослеживаются олистостромовые горизонты с глыбами палеозойских известняков. Этот разрез типичен для батинальных условий континентального подножия и абиссальной равнины. Офиолитовые комплексы представляют фрагменты океанической коры раннемезозойского Тетиса. Формирование шовной зоны и основные деформации в ней проходили на рубеже юры-мела.

После присоединения Южно-Памирской части начался новый этап развития общей структуры современного складчатого сооружения Памира. С раннего мела получили широкое развитие красно- и пестроцветные обломочные отложения, субаэральные кислые и средние вулканиты, которые позже были прорваны крупными батолитами гранитов (с возрастом 100-130 млн.лет). Этот вулcano-плутонический пояс продолжается на юго-восток в Гималаи и представляет собой окраинно-континентальный пояс, располагавшийся некогда над зоной субдукции, в которой поглощалась кора океана Тетис. В олигоцене произошли мощные деформации, связанные со столкновением Индии с Евразией. В новейший неотектонический этап сформировалась современная конфигурация тектонических покровов и образовалась дугообразная структура современного Памира.

Таким образом, Памир - это аккреционно-складчатое сооружение, собранное из разнотипных континентальных, океанических, островодужных и иных блоков, спаявшихся в период с середины карбона по мел и деформированных в послеолигоценное время.

Кавказ. Современная структура Кавказа сформировалась в миоцене. Орографически и геологически здесь выделяются поднятия Большого и Малого Кавказа, разделенные Рионской и Куринской впадинами. Большой Кавказ представляет собой серию чешуй разновозрастных пород. Он имеет ярко выраженную антиклинорную форму. Ядро Большого Кавказа сложено докембрийскими и палеозойскими толщами. В этом районе на поверхность выведен фундамент Скифской



Тектоническая схема Большого Кавказа и Северного Закавказья

1 – Предкавказская плита, включая зону Известнякового Дагестана – ИД; 2 – то же, под молассаами; 3 – передовые и периклинальные прогибы: ЗК – Западно-Кубанский, ВК – Восточно-Кубанский, ТК – Терско-Каспийский, КД – Кусаро-Дивичинский, АК – Апшероно-Кобыстанский; 4 – зона Передового хребта; 5 – зона Главного хребта Центрального Кавказа: а – выступ кристаллического комплекса; 6 – сланцевая зона Центрального, Главного и Бокового хребтов Восточного Кавказа; 7 – флишевые зоны Западного и Восточного Кавказа; 8 – Гагра-Джавская и Кахетино-Вандамская зоны; 9 – Закавказский срединный массив (микроконтинент): а – выступ фундамента на поверхность; 10 – то же, под молассаами; 11 – межгорные прогибы: Р – Рионский, СК – Среднекуринский, НК – Нижнекуринский, АА – Алазано-Агричайский; 12 – Аджаро-Триалетская зона; 13 – надвиги и взбросо-надвиги; 14 – крупные поперечно-флексурные зоны, буквы в кружках: ПА – Пшехско-Адлерская, ЗК – Западно-Каспийская, МВ – Минераловодская

плиты. Среди выходов древних толщ намечаются две полосы, отвечающие Передовому и Главному хребтам. Для первого наиболее примечательны палеозойские офиолиты и островодужные комплексы, слагающие сильно сжатую структуру, безусловно соответствующую шовной зоне (сшивающей образования Магерского микроконтинента и континентальный фундамент Евразии). В девоне и раннем карбоне Передового хребта широко развиты олистостромы. Выше следуют континентальные, в том числе угленосные отложения среднего-позднего карбона и красноцветные терригенные толщи перми. К верхнему карбону и перми приурочен также известково-щелочной вулканизм. В строение полосы Главного хребта участвуют докембрийские метаморфические комплексы, которые сопоставляются с фундаментом Магерского микроконтинента. Породы фундамента прорваны плагиогранитами раннекарбонного возраста и с несогласием перекрыты позднепалеозойскими морскими отложениями. Наибольшей площади на Большом Кавказе занимают юрские и меловые толщ. Для нижне-среднеюрских отложений обычно подчеркивается две характерные черты: во-первых они состоят в основном из глинистых сланцев и, во-вторых включают большое количество лав. Наиболее древние из них имеют ярко выраженный известково-щелочной состав и представлены базальт-андезит-дацитовый серией. Их формирование связывают с функционированием Большекавказской островной дуги. Территориально эти островодужные вулканы развиты в пределах Главном хребта и в его обрамлении. В центральной части Большого Кавказа широко развиты базальты свиты Гойхт и ее аналогов ранне-среднеюрского возраста. Они имеют толеитовую специализацию и по многим характеристикам отвечают базальтам СОХ. Очевидно, что эти породы отмечают условия растяжения, при которых, вероятно, произошло образование Большекавказского осадочного бассейна. Позднеюрские и меловые отложения представляют собой непрерывный осадочный разрез сформированный в его пределах и наиболее широко развиты в пределах Большого Кавказа. В составе разреза присутствуют глинистые толщ, отложения флиша, мергелистые осадки, маломощные кремнистые слои. Верхнемеловые и палеогеновые терригенные отложения флишевого строения распространены преимущественно по периферии антиклинория Большого Кавказа. Терригенный материал для формирования флишевых толщ мела и палеогена поступал с поднятий, окружавших Большекавказский бассейн с юга и севера.

Следующая структурная единица Кавказа – Закавказский кратонный террейн. Его фундамент обнажается в нескольких массивах, наиболее крупным из которых является Дзирульский. Контуры Закавказского террейна можно наметить лишь приблизительно, поскольку большая его часть перекрыта отложениями Куринской и Рионской впадин. Южная его граница совпадает с Севано-Акеринской офиолитовой зоной, представляющей собой шов по которому спаяны Закавказский и расположенный южнее Нахичеванский блок. Фундамент Закавказского массива имеет сложное и до конца не расшифрованное строение. В нем присутствуют породы метаморфизованные в амфиболитовой фации, зеленые сланцы, возникшие главным образом по основным эффузивам, встречаются мрамора и тела серпентинитов. Эти отложения несогласно перекрыты каменноугольными обломочными и угленосными толщами и прорваны гранитами. Нахичеванский блок также имеет древнее метаморфическое основание. Палеозойский разрез, перекрывающий метаморфиты выполнен исключительно осадочными породами с преобладанием известняков. Пермские отложения представлены типичными для южной окраины Тетиса водорослевыми и фораминиферовыми известняками. Этот блок рассматривают в качестве миогеоклинального террейна Гондванского происхождения.

Одним из наиболее принципиальных структурных элементов является Малокавказская вулканическая дуга. Она располагается в основном на цоколе Закавказского массива. Формирование дуги охватывает интервал от юры до позднего мела, до времени столкновения с Нахичеванским блоком. Комплексы слагающие Малый Кавказ имеют типичный для островной дуги состав. Они представлены дифференцированной базальт-андезит-дацит-риолитовой серией. Причем на юге преобладают примитивные островодужные вулканы ассоциирующие с относительно глубоководными глинистыми сланцами и известняками, а на севере часто проявляются более щелочные лавы в ассоциации с более мелководными вулканогенно-обломочными серями, что указывает на растяжение в тылу дуги и наличие окраинного моря, заполнявшегося терригенными породами. При такой интерпретации становится понятно, что современная структура Большого Кавказа образована на месте обширного морского бассейна, который возник в результате растяжения в ранней-средней юре и заполнялся обломочными толщами вплоть до раннего миоцена. Этот бассейн появился в тылу Малокавказской островной дуги и представлял собой типичное окраинное море. После коллизии Нахичеванского блока с Малокавказской островной дугой вся область Малого Кавказа, включая Закавказский массив и Нахичеванский блок была занята новой вулканической дугой - Аджаро-Триалетской. Максимум вулканизма приходится на эоцен. В олигоцене по всему вулканическому поясу прошли деформации, сопровождаемые внедрением гранитоидов. Новый этап вулканической деятельности относится к новейшему времени (начиная с плиоцена), когда Армянское нагорье было залито базальтами и андезитами известково-щелочной серии.

Глава VII. Основные этапы роста континентальной коры и формирования структуры Северной Евразии

В заключение остановимся на некоторых общих чертах и закономерностях развития территории Северной Евразии. В истории геологического развития этого региона можно выделить несколько крупных тектонических этапов, связанных с постепенным ростом континентальной коры и формированием его структуры.

Архей-раннепротерозойский этап связан с формированием первых крупных континентальных массивов. К числу древнейших образований, обнажающихся в пределах щитов Восточно-Европейской и Сибирской платформ можно отнести комплекс “серых гнейсов” – пород средне-кислого, преимущественно диоритового, габбро-диоритового, гранодиоритового, тоналитового, плагиогранитного состава, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации. Исходными породами этого комплекса являлись интрузивные и эффузивные образования. Широкое развитие таких комплексов свидетельствует о большой активности магматических процессов на ранних этапах формирования континентальной коры. Вторым наиболее распространенным типом архейских пород являются первично осадочно-вулканогенные глубоко метаморфизованные (гранулитовой фации метаморфизма) комплексы гнейсов и кристаллических сланцев. Ведущими комплексами позднего архея являются зеленокаменные пояса. Нижние части разрезов зеленокаменных поясов сложены толеитовыми базальтами и ультрабазитами – коматиитами с силлами и дайками тех же пород, что в известной степени сближает их с офиолитами. Средние и верхние части разрезов зеленокаменных поясов часто представлены вулканитами известково-щелочной серии с образованием сложных складчато-надвиговых структур, что может свидетельствовать о ведущей роли субдукционных и аккреционных процессов. Однако, многие зеленокаменные пояса начинали развиваться с рифтогенеза на коре континентального типа о чем свидетельствуют базальные конгломераты, кварцевые и аркозовые песчаники, а также бимодальные вулканиты. В архее предполагается несколько эпох, связанных с формированием массивов континентальной коры (эпох складчатости). Одну из первых – белозерскую выделяют уже в самом начале архея. Ни более ярко проявлена беломорская (позднеархейская) эпоха, обусловившая проявление интенсивных складчатых процессов, регионального метаморфизма и гранитообразования. В результате в конце архея возникли жесткие участки земной коры, положившие начало формированию ядер будущих континентов. Их образование связано с аккреционно-коллизийными событиями, обдукцией (надвиганием) островодужных систем с океанической корой в основании на первичные раннеархейские гранито-гнейсовые блоки, что привело к формированию зеленокаменных поясов, столь характерных для позднего архея. Важно отметить, что архейские блоки составляют более половины всего объема кратонов. Учитывая мощность коры в пределах кратонов, а также то, что значительный объем фанерозойских складчатых поясов представлен архей-раннепротерозойскими блоками (микроконтиненты, кратонные террейны), можно заключить, что большая часть вещества континентальной коры образовалась в течение первых 1,5-2 млрд лет эволюции Земли. Расчет показывает, что более 50% объема континентальной коры было сформировано в раннем докембрии и затем перераспределено на поверхности Земли.

Принципиальной смены тектонического режима в раннем протерозое по сравнению с археем вероятно не произошло. Архейские кристаллические ядра подвергались дроблению и частичному “растаскиванию” с образованием нового

поколения протоокеанов. Продукты базальтоидного магматизма приурочены к узким, так называемым троговым зонам. Кроме того для этого интервала времени уже характерны достаточно обширные осадочные бассейны эпиконтинентального типа, например удоканский в пределах окраины Станового блока. В морских бассейнах формировались преимущественно породы хемогенного происхождения – джеспелиты, характерны также кремнисто-карбонатные комплексы. Активные субдукционные процессы и закрытие ряда океанических структур привело к амальгамации архейских массивов и формированию новых относительно более крупных континентальных блоков. Результатом карельской эпохи диастрофизма того времени стало формирование Кольско-Карельского континентального массива, состоящего из серии архейских блоков разделенных раннепротерозойскими коллизионными зонами, Свекофеннской аккреционной области и ряда других тектонических элементов Восточно-Европейской и Сибирской платформ. С ростом континентов сократились очаги вулканизма, которые к концу раннего протерозоя уже концентрировались в краевых частях континентальных массивов (Готский, Ачитканский вулканоплутонические пояса). Процесс становления континентов (карельская эпоха тектоногенеза) был растянут во времени более чем на 400 млн.лет. Эта эпоха на рубеже 1.6 млрд лет завершается массовой гранитизацией, высокотемпературным метаморфизмом и формированием крупных консолидированных континентальных блоков – кратонов.

Позднепротерозойский этап. В отличие от архея и более ранних эпох протерозоя развитие литосферы на данном этапе происходило дифференцировано, поскольку наряду с подвижными областями в это время уже существовали довольно крупные территории с платформенным режимом. Краевые части сформированных ранее кратонов продолжали испытывать дробление по разломам на блоки. В результате чего в теле будущих платформ закладываются и начинают развиваться крупные грабен-рифтовые структуры - авлакогены. Раскол континентов обычно начинается в местах трехчленного соединения рифтов над горячими точками. Зарождение осей спрединга и начальных узких океанических бассейнов происходит по простиранию двух ветвей трехчленной рифтовой системы. Третья ветвь рифта, глубоко проникающая в континентальный массив, постепенно заполняется преимущественно континентальными грубообломочными отложениями с подчиненным значением бимодальных эффузивов в низах разреза осадочных пород. Формирование авлакогенов проходило в нескольких последовательных стадий как в раннем рифее так и среднем, позднем рифее в результате чего образована целая сеть позднепротерозойских грабен-рифтовых структур на территории Сибирского (Уджинский, Маймечинский, Турухано-Норильский и др. авлакогены), и Восточно-Европейского (Средне-Русский, Пачелмский, Кандалакшский, Мезенский и др. авлакогены) кратонов.

Важным тектоническим событием позднего протерозоя является рубеж 1 млрд лет, связанный с деформационными процессами (гренвильский этап складчатости) на окраинах практически всех крупных континентальных массивов, существовавших на то время. Присутствие поясов гренвильской складчатости на разных континентах и сходство верхнепротерозойских разрезов дают основание предполагать, что к этому времени крупные архей-раннепротерозойские континентальные блоки были собраны в единый суперконтинент, названный Родинией. Примером складчатых поясов гренвильского времени могут служить территория Свеконорвежского блока в пределах Восточно-Европейской платформы, западная окраина Сибирской платформы (Ангарский пояс). С распадом суперконтинента Родиния с рубежа около 750 млн. лет назад (поздний рифей) связывают зарождение серии океанических бассейнов, в том числе Палеоуральского и Палеоазиатского, и окончательное оформление Восточно-

Европейской и Сибирской платформ. Внутриконтинентальный, а затем межконтинентальный рифтогенез приводит к формированию как окраинно-континентальных седиментационных бассейнов, отмечающих позднерифейские пассивные окраины с характерным на то время карбонатным осадконакоплением, так и эпиконтинентальных осадочных бассейнов (будущих синеклиз, например Московской), тяготеющих к осям авлакогенов. С этим временем, обычно связывают начало формирования типичного плитного комплекса Восточно-Европейской и Сибирской платформ.

Венд-раннепалеозойский этап связан с постепенным ростом континентальной коры, сформированных в докембрии Сибирского и Восточно-Европейского кратонов. Первый крупный этап аккреционно-коллизионных событий на окраинах Сибирского и Восточно-Европейского континентов связанный с развитием новобразованных позднедокембрийских океанов фиксируется уже на рубеже рифея-венда. В литературе этот этап известен под названием байкальской эпохи складчатости. Термин был введен Я.С.Эдельштейном на основе изучения геологической структуры Байкальской складчатой области на юге Сибири и в дальнейшем развивался Н.С.Шатским, который обосновывал выделение этой территории в качестве тектонотипа байкалид. Однако исследования последних лет указывают на то, что выделение такого тектонотипа далеко неоднозначно. В тектонической истории формирования территории Байкальской складчатой области отмечаются следы как более ранних “добайкальских” эпох тектогенеза, так и более поздние палеозойские складчатые зоны. С определенной долей уверенности можно говорить лишь о том, что в конце рифея-венда была сформирована Байкало-Муйская аккреционная зона, тогда как становление континентальной коры внутренней Баргузино-Витимской зоны отвечает более поздним (палеозойским) этапам тектогенеза. Тем не менее наличие тектонической активности связанной с ростом континентальной коры в конце докембрия полностью отвергать нельзя. Целая серия геологических фактов свидетельствует об аккреции островных дуг и разнородных террейнов Палеоуральского океанического бассейна. В результате произошел существенный прирост коры по восточной периферии Восточно-Европейского континента, сформировано основание Тимано-Печорской плиты. Выходы на поверхность кристаллических комплексов позднего докембрия известны на Северном и Полярном Урале в пределах Центрально-Уральского и Харбейского поднятий. Близкие по времени аккреционные события фиксируются на западной периферии Сибирского кратона (в том числе Предивинская и Исаковская зоны Енисейского кряжа). Крупный аккреционный пояс сформирован на севере Сибирского кратона (Центрально-Таймырская зона). Таким образом, есть основания полагать, что рост континентальной коры в байкальскую эпоху связан, не столько с закрытием океанических бассейнов разделявших крупные континенты, сколько с аккрецией, образованных в позднем докембрии, островодужных систем и малых континентальных блоков к их окраинам. Соответственно, развитие таких позднедокембрийских океанов как, например, Палеоазиатский или Уральский на этом не прекращается. После аккреции, названные выше байкальские складчатые области, нарастив окраины древних континентов, продолжили свое развитие в платформенном режиме и, в большинстве, представляли собой унаследовано развивающиеся пассивные окраины Сибирского и Восточно-Европейского континентов.

Интенсивное наращивание Сибирского континента аккреционным путем продолжилось и в раннем палеозое. Уже в конце венда-раннем кембрии по юго-западной (в современных координатах) периферии Сибирского континента отмечается заложение протяженной зоны субдукции и отвечающей ей серии островных дуг.

Фрагменты этой островодужной системы сохранились на территории Алтае-Саянской складчатой области (Западный Саян, Кузнецкий Алатау, Горный Алтай, Салаирский кряж и др.). Аккреция островных дуг, приведшая к формированию “каркаса” структуры Центральной части Алтае-Саянской области отмечается уже в ордовике (раннекаледонская эпоха). Положение континентов, океанических бассейнов и островных дуг в раннем палеозое существенно отличается от современного. В это время реконструируется четыре крупных континентальных массива, разделенных океаническими бассейнами: Сибирский, Восточно-Европейский (Балтика), Северо-Американский (Лаврентия) и крупный континент Гондвана, включающий остальные кратоны. Обширные пространства Гондваны простирались от южного полюса до экватора, что подкрепляется распространением осадочных комплексов - индикаторов климата. Известняки и соли, формирование которых связано с теплыми водами, характерны для приэкваториальных областей континента (Австралия, Индия, Китай, Антарктида), ледниковые отложения распространены в южных приполярных областях (Африка и Южная Америка). Остальные континенты Лавразийской группы занимали приэкваториальные или умеренные широты. В разрезах раннего палеозоя чехла Сибирской платформы преобладают известняки, доломиты, мергели, а также соленосные отложения. При этом континент был развернут на 180° относительно современного положения. Для Восточно-Европейской платформы также характерно преобладание в раннепалеозойских разрезах морских карбонатных пород и мелководных песчано-глинистых отложений. Раннепалеозойский дрейф этих континентов, в целом, описывается постепенным смещением в северном направлении, при этом Балтика испытывала вращение против часовой стрелки, а Сибирь по часовой стрелки. Таким образом, разделяющие их пространства океанических бассейнов Палеоазиатского океана обнаруживают тенденцию к закрытию, что выражается в формировании трансформных сдвиговых зон и периодическим возникновением и аккрецией островных дуг. К концу раннего палеозоя также начинает сокращаться широтное расстояние между Балтикой и Лаврентией. Разделяющий их океанический бассейн Япетус (Палеоатлантика) начинает закрываться и постепенно перерождается в систему островных дуг и окраинных морей. Коллизионная стадия, связанная со столкновением континентальных масс Балтики и Лаврентии и формированием Скандинавского складчато-надвигового пояса фиксируется в конце раннего палеозоя и знаменуют окончание каледонского тектонического цикла. К каледонским структурам также необходимо отнести континентальные массы Казахстано-Киргизского составного террейна, созданного путем аккреции островных дуг и разновеликих фрагментов древней континентальной коры (кратонных террейнов).

Позднепалеозойский этап, отвечающий герцинской тектонической эпохе охватывает девонский, каменноугольный и пермский периоды палеозойской эры и насыщен геологическими событиями, наиболее яркими из которых является закрытие большинства позднедокембрийско-раннепалеозойских океанов (в том числе Палеоазиатского) и формирование суперконтинента Пангея.

К началу девона океанические пространства между Восточной Европой и Сибирью, с одной стороны, и Гондваной с другой, достигли максимальных размеров. К этому времени значительно разросся Сибирский континент за счет байкальской и каледонской аккреции островных дуг и малых континентальных блоков; были сформированы континентальные массы Казахстанского супертеррейна, а также континент Евразия, объединяющий в себе Балтику и Лаврентию. Максимум достигла регрессия морских бассейнов начавшаяся еще в ордовике-силуре. На территории Сибирской и Восточно-Европейской платформ почти повсеместно

установился континентальный режим, который уже в среднем девоне сменяется мощной трансгрессией. Отчасти начавшееся погружение платформ обусловлено внутриконтинентальным рифтогенезом и начавшимся разростанием океана Палеотетис. На юге Восточно-Европейской платформы сформирован Днепровско-Донецкий грабен, на востоке Сибирской платформы - система Виллюйских грабенов, положивших начало образованию Виллюйской синеклизы. Девонский рифтогенез и связанный с ним внутриплитный магматизм затронул и каледонские структуры юго-западной окраины Сибирского континента. Обширные поля щелочных вулканитов выполняют структуры серии наложенных впадин в Алтае-Саянской области: Минусинская, Тувинская, Рыбинская и др. Вместе с тем, начавшееся разростание океана Тетис, компенсировалось субдукционными процессами и закрытием бассейнов Палеоазиатского океана, среди которых в позднем палеозое обычно различают Обь-Зайсанский, Уральский, Туркестанский, Джунгаро-Балхашский (рис.). С девона практически все континентальные окраины бассейнов Палеоазиатского океана функционируют в режиме активных, что способствует быстрому сближению континентальных масс Сибири, Казахстана и Восточной Европы. Крупная поднепалеозойская субдукционная зона отвечает юго-западной окраине Сибирского континента. Причем в девоне субдукционная обстановка здесь, вероятно, близка андийскому типу, а в карбоне уже распознается система развитых островных дуг и окраинных морей. Продукты девонского магматизма наиболее широко представлены по окраине каледонских структур Алтае-Саянской области, вулканогенные и вулканогено-осадочные комплексы карбона широко развиты западнее - в Рудном Алтае и Обь-Зайсанской складчатой зоне. Островодужные системы уральской окраины Восточно-Европейской платформы (Тагило-Магнитогорская зона) связаны с зонами субдукции восточной (от континента) вергентности. Последней из них вероятно была Валерьяновская, маркирующая западную окраину Казахстанского континента. С конца карбона и в ранней перми фиксируется начало коллизионной стадии, формирование крупного прогиба во фронте складчатых сооружений Урала, который постепенно стал заполняться грубообломочным материалом, поступающим с орогена. В это же время отмечается взаимодействие "континент-континент" на севере Сибири, между Сибирским и Карским континентальными массивами. Их столкновение в большей степени связано не с субдукционными процессами, а с функционированием трансформных (сдвиговых) зон, заложившихся еще в раннем палеозое. Таким образом, в конце палеозойского времени в результате герцинской коллизионной стадии окончательно сформирована континентальная кора, разделяющая структуры Сибирской и Восточно-Европейской древних платформ. Полоса герцинских коллизионных комплексов простирается и к югу от Восточно-Европейской платформы в основании Туранской и Скифской эпипалеозойских плит. Крупный герцинский орогенный пояс также был сформирован между Евразией и Голландией. Итогом позднепалеозойских коллизионных событий стало формирование суперконтинента Пангея. Исходя из имеющихся палеомагнитных, палеогеографических и других данных континент имел субмеридианальное простираение с центром в районе экватора. На востоке развито океаническое пространство Палеотетиса, отделяющее Северо- и Южно-Китайский континенты от остальных континентальных масс, на западе - огромные океанические пространства Палеопацифики (Тихого океана). Таким образом лишь восточная окраина Сибирской платформы не испытала существенных изменений в ходе герцинского этапа тектономагматической активности и продолжала развиваться в режиме пассивной континентальной окраины почти до конца мезозоя.

Мезозойский этап в глобальном плане знаменуется новым распадом континентов, раскрытием большинства современных океанических впадин и закрытием прежних океанов. К этому времени в результате заключительной коллизионной стадии развития Палеоазиатского океана сформированы основные черты современной структуры Центральной Азии. Процессы, связанные с ростом континентальной коры перемещены на восток континента, в Монголо-Охотскую и Верхояно-Колымскую зоны Палеопацифики. В активном тектоническом режиме продолжала развиваться океан Тетис, где субдукционные и аккреционно-коллизионные процессы, также вызвали деформацию новообразованной окраины континента, а в итоге и ее существенный прирост. Тем не менее, существенным деформациям и серьезной реорганизации структуры подверглись и внутренние континентальные области Северной Евразии. Наиболее ярким событием мезозойского этапа является грандиозное проявление траппового магматизма в Сибири. Его связывают с функционированием системы одновременных или близких по времени мантийных плюмов, объединяемых в пермотриасовый суперплюм. Сибирская трапповая формация включает траппы Сибирской платформы, Таймыра, Кузнецкого прогиба и погребенные покровы Западно-Сибирской плиты. Однако длительность этого события и его интенсивность в каждом отдельно взятом районе весьма различна и, вероятно, обусловлена целым набором региональных и геодинамических факторов. Наиболее интенсивно этот процесс протекал на территории Сибирской платформы. Сравнительно более продолжительным, но менее интенсивным он зафиксирован для Уренгойского района Западной Сибири. Однако, время формирования трапповой формации, даже в этом, наиболее полном разрезе, по современным оценкам составляет всего 5-6 млн. лет. Внутриплитный магматизм в пределах Западной Сибири по времени сопряжен с заложением крупных грабен-рифтовых структур (Колтогорско-Уренгойский, Худосеевский грабены). Не исключено, что это обуславливает несколько большую продолжительность пермо-триасового магматизма на указанной территории по сравнению с другими регионами Сибирской трапповой провинции. Деформация, утонение континентальной коры в результате внутриконтинентального рифтогенеза стало основной причиной общего погружения территории Западной Сибири и формирования здесь крупного осадочного бассейна. Эта тенденция сохраняется в течении всего мезозоя. На юго-западе Сибирской платформы в пределах Алтае-Саянской области в это время, напротив, доминировала обстановка общего регионального сжатия, на фоне внутриплитных сдвиговых перемещений левосторонней кинематики. Такая противоречивая, на первый взгляд, тектоническая картина имеет вполне удовлетворительное объяснение. Хотя основные тектонические блоки Северной Евразии в раннем мезозое уже представляли собой единую континентальную массу, тем не менее его структура не являлась абсолютно жесткой. Континент имел субмеридиональную ориентировку и его Сибирская часть находилась в высоких широтах северного полушария (рис.). Движение всей Евразийской плиты в этом интервале описывается постепенным разворотом по часовой стрелке, связано это, в том числе, с субдукционными процессами в пределах Палеотетиса и Палеопацифики с одной стороны и раскрытием Атлантики с другой. Однако, скорость смещения Восточной Сибири была больше, чем Восточной Европы. В результате опережения, в пределах северной части Западной Сибири возникли условия растяжения, а на юге Сибири, напротив, доминировала обстановка сжатия. Следствием этого, явилось с одной стороны формирование грабеновых структур Западно-Сибирской рифтовой системы, а с другой деформация и существенные внутриплитные сдвиговые перемещения, в том числе в пределах Алтае-Саянской области. Хорошо вписываются в

эту картину и тектонические события на юге Сибири в Монголо-Охотской зоне. Тектоническая напряженность здесь связана с закрытием Монголо-Охотского океана, отделявшего Сибирскую окраину Евразийского континента от герцинского пояса Центральной Монголии (в том числе Хингано-Буреинского массива) и континентальных блоков Китайско-Корейской платформенной области. Сам океанический бассейн имел клиновидную форму и, по существу, представлял собой залив Палеоокеана. В результате описанной выше динамика перемещения плит в пределах этой территории возникли условия для постепенного V-образного закрытия, деформации южной окраины Сибири, формирования в конце юры-мелу узкой полосы складчатых структур и объединения континентальных масс Сибири, Монголии и Китая. Вторым крупным коллизионным событием мезозойского времени является становление крупного складчатого пояса - Верхояно-Чукотского, на востоке Сибири. Основным этапом деформаций, связанный со становлением структуры пояса также нужно отнести к концу юры - началу мела. Кора большей части этого региона представлено докембрийскими блоками. Так огромная территория Верхоянья сложена мощным комплексом осадков формировавшихся на континентальном подножии Сибирского кратона в течении длительного промежутка времени - от рифея до юры. Чукотская область также представлена крупным древним континентальным массивом с деформированным чехлом палеозойско-мезозойских осадочных комплексов, отколовшимся от канадской окраины Северной Америки в результате раскрытия в Американо-Азиатского океанического бассейна. Центральную часть пояса занимает мезозойский составной террейн (Индиго-Колымская область), в строении которого также большую роль играет ряд микроконтинентов, миогеоклинальных и кратонных террейнов с докембрийской корой (Омолонский, Приколымский, Омудевский). В целом эту область можно рассматривать как мезозойский аккреционный шов между структурами Сибири и Чукотки. Окончание становления мезозойской континентальной коры и структуры северо-востока Азии знаменуется заложением по его окраине в конце раннего мела протяженного Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса.

Кайнозойский этап. В течении кайнозоя продолжалось дальнейшее раздвигание материков и формирование современных океанических бассейнов. В кайнозое (к концу олигоцена) происходит закрытие океана Тетис в результате сближения Африки и Аравии с Евразией в западной части Тетиса и Индии с Евразией в восточной части. На месте океана возник Альпийско-Гималайский складчатый пояс к структурам которого нужно отнести складчатые системы Карпат, Крыма, Кавказа, Памира и др., а также реликтовые моря типа Черного и Каспийского. В истории развития региона отмечается несколько активных вулканических дуг, в том числе Малокавказская, Аджаро-Триалетская. В структуре пояса выделяется большое количество террейнов Гондванского происхождения, оторванных от окраины Гондвана при раскрытии нео-Тетиса еще в мезозое и аккрецированных к Евразии в результате активных субдукционных процессов и закрытия Палеотетиса. Расположенные в тылу пояса территории Скифской и Туранской эпипалеозойских плиты в течении мезозоя и раннего кайнозоя представляли собой типичные окраинно-континентальные осадочные бассейны.

Активные тектонические процессы связанные с субдукцией океанической литосферы и формированием аккреционных структур продолжились в Тихоокеанском секторе Евразии. Начиная с конца раннего мела (Охотско-Чукотский вулканоплутонический пояс) и до сегодняшних дней (Курило-Камчатская островодужная система) восток Евразийского континента раздвигается в режиме активной континентальной окраины. В результате аккреционной тектоники на этой территории в

течении кайнозоя сформирована крупная складчатая система (Корякско-Камчатская, Сихотэ-Алинь-Сахалинская области), представленная серией, омолаживающихся от континента, вулканических поясов, которые маркировали прежние зоны субдукции. Причленение ряда чужеродных террейнов вызывало заклинивание зон субдукции и их перескок в новое положение. Активный вулканизм в этом регионе, наличие крупных развивающихся задуговых бассейнов (Южно-Охотоморская, Ямономорская впадины) указывает на то, что главный субдукционный окраинно-континентальный этап развития этой территории еще не завершился.

Заключение

Северная Евразия, большую часть которой приходится на территорию России прошла длительный и сложный путь геологического развития. В пределах нашей страны известны геологические комплексы от древнейших на Земле, с возрастом более 3 млрд.лет, до областей, где в настоящее время происходит новообразование океанической и континентальной коры. В истории формирования современной структуры этой территории отражены все основные тектонические эпохи. Континентальная часть Северной Евразии состоит из мозаики разновеликих древних блоков, спаянных разновозрастными складчатыми поясами, образованными на месте ранне существовавших океанических бассейнов. Восстановление последовательности формирования геологических комплексов, закономерностей распространения их в пространстве представляет собой весьма сложную задачу. Приведенные выше данные о геодинамической природе различных ассоциаций горных пород, предложенные объяснения закономерностей и последовательности их распространения как во времени так и в пространстве представляют собой один из возможных вариантов интерпретации существующих геологических данных. Следует различать фактологическую сторону, заключающуюся в описании геологического строения конкретных регионов, разрезов и тектоническую и/или геодинамическую интерпретацию этой фактуры. Последняя базируется на современных взглядах геологов, т.е. отражает современное состояние геологической науки. Безусловно развитие геологического знания неизбежно приведет к появлению новой информации и соответственно дополнению или даже пересмотру некоторых сложившихся представлений об условиях или истории формирования той или структуры.

Список рекомендуемой литературы

- Борукаев Ч.Б. Словарь-справочник по современной тектонической терминологии. - Новосибирск. Изд-во СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1999, 69 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР (в 2 книгах). - М.: Недра, 1990, кн.1, 328 с.; кн . 2, 340 с.
- Короновский Н.В. Краткий курс региональной геологии СССР. Изд.2-е. -М., 1984, - 265 с.
- Кузьмин М.И., Корольков А.Т., Дриль С.И., Коваленко С.Н. Историческая геология с основами тектоники плит и металлогении. – Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 2000, 288 с.
- Милановский Е.Е. Геология России и ближнего зарубежья (Северной Евразии) - М.: Изд-во МГУ, 1996, 448 с.
- Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия. М.: Недра, 1977.
- Хаин В.Е.. Региональная геотектоника. Внеальпийская Азия и Австралия. М.: Недра, 1979.
- Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001, 606 с.
- Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М: Изд-во МГУ, 1995, 480 с.