

УДК 551.7(985)

И. С. Грамберг, М. К. Косько, В. М. Лазуркин, Ю. Е. Погребницкий
(ПГО «Севморгеология»)

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ И РУБЕЖИ РАЗВИТИЯ АРКТИЧЕСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ СССР В НЕОГЕЕ

Геологическая история материковой окраины Северного Ледовитого океана прослеживается с образования первичной континентальной коры в протогее. Тектоническая периодизация в протогее, выявленная на основе геологического изучения щитов, представляется в виде трех укрупненных этапов (мегаэтапов): I—4,5—3,5; II—3,5—2,6; III—2,6—1,65 млрд. лет, которые отмечаются общепланетарно для всех случаев древних платформ — сиалических плит протогей. Материалы по глубинному строению арктических шельфов и побережий не содержат новых сведений об этих древнейших этапах становления и развития земной коры. Поэтому трехэтапная схема тектонической эволюции в протогее и характеристика соответствующих рубежей принимаются для всей акватории Северного Ледовитого океана, где под осадочным чехлом по геофизическим данным выделяются блоки древнего кристаллического фундамента.

В течение неогей по результатам палеоформационных реконструкций, корреляции складчатых процессов и особенностям истории орогения и магматизма выявляется большое число фаз тектонических движений, имевших различную активность в разное время и на разных участках обширного пространства Арктики. Эта картина сложного и, на первый взгляд, хаотичного тектогенеза в значительной мере проясняется при сопоставлении ареалов движений и связанных с ними структурно-вещественных преобразований. В итоге анализа она расшифровывается как результат наложения разнопериодных движений, генерируемых разновременными действующими тектонически активными системами, сферы влияния которых пересеклись в арктических регионах. На современном уровне изученности отчетливо выделяются три группы периодических тектонических процессов в неогее; планетарные пульсации; тектогенез подвижных поясов; зарождение и развитие геодинамической системы Северного Ледовитого океана [*Погребницкий, 1975; 1976*].

Планетарные пульсации проявляются в смене эпох активного развития (повышенной подвижности) относительной стабилизацией и восстановлением платформеноидного режима на обширных пространствах. Последние либо отвечают площадям бывших кратонов - сиалических плит протогей, либо превосходят их по размерам, распространяясь на складчатые зоны, на которые увеличились древние плиты в неогее. В вертикальной последовательности осадочных толщ эпохи успокоения узнаются по наличию преимущественно морских мелководных карбонатных или терригенных формации, состоящих из «зрелых» осадков, а также захороненных палеопенепленов. На удалении от областей сноса в это время из-за «седиментационного голодания» происходит недокомпенсация прогибания осадками и возникают фаціальные обстановки, аналогичные глубоководным желобам.

По указанным признакам в неогее выделяется пять эпох успокоения: венд - кембрий, ранний карбон, лейас, начало позднего мела (сеноман - турон), эоцен. Три первых выделяются достаточно уверенно, что позволяет говорить о наличии в соответствующее время Центральноарктической платформеноидной области. Выделение двух последних эпох затруднено из-за расплывчатости (миграции) границ соответствующих формаций вследствие наложения тектонических процессов, связанных с эволюцией

геодинамической системы Северного Ледовитого океана. Кроме того, выделяется эпоха успокоения в начале рифея. Однако реконструировать базальные слои рифея на обширных пространствах пока невозможно. 1 000

Если относить эпохи временного успокоения к началу ритмов, то неогей для арктических регионов делится на семь крупных периодов (циклов): рифей, 1650-750 млн. лет назад; венд - девон, 750-345; карбон - триас, 345-185; лейас - альбский век, 185-100; сеноман - палеоцен, 100-58; эоцен - олигоцен, 58-25; незавершенный неотектонический этап, начавшийся в миоцене около 25 млн. лет назад. Каждый из выделенных периодов, исключая неотектонический, характеризуется преобладанием талассократических условий развития в начале периода и теократических в конце. Как видно из приведенных цифр, продолжительность выделенных периодов непостоянна и закономерно сокращается от рифея к кайнозою. Отношение времени начала периодов по геохронологической шкале к их продолжительности показывает, что учащение пульсации происходит почти строго линейно.

Вторая группа периодических процессов связана с эпохами складчатости в геосинклинальных (подвижных) поясах, заходивших на рассматриваемые территории и акватории или располагавшихся поблизости (рисунок). Соответствующие движения локализованы обычно в относительно небольших ареалах, примыкающих непосредственно к геосинклинальным областям. Однако в виде зон активизации вдоль древних структурных швов они проявляются иногда на большом удалении (несколько тысяч километров) от ближайшего возможного источника. В отличие от первой группы движения второй узнаются по признакам тектонической активизации: резкое возрастание мощности отложений, магматические проявления, проявления моласс и молассоидов, активные дизъюнктивные и пликативные дислокации, фиксированные несогласиями в напластовании.

Общеизвестно, что складчатые движения, завершающие развитие геосинклинальных зон в подвижных поясах, происходят в сравнительно ограниченные интервалы времени (главная фаза). Главные фазы сопровождаются частными подготовительными и постумными складчатыми деформациями, которые «размывают» ее границы. Однако геохронологическая шкала для отдельного достаточно большого региона делится последовательностью завершающих фаз на периоды, которые вошли в геотектонику как периоды Г. Штилле. Они отражают последовательность тектонических процессов, обусловленных разными источниками (поясами или зонами), и их продолжительность меняется при переходе от одного региона к другому.

В целом для Земли создается картина перманентной складчатости, а шкала Г. Штилле теряет свое значение [*Спижарский, 1973; Яниин, 1966*]. Это обстоятельство подчеркивает автономию геосинклинальных поясов как геодинамических систем и условность тектонической периодизации по Г. Штилле за их пределами. Тем не менее, в качестве характеристических тектоно-хронологических подразделений (периодов, эр, которые характеризуются в соответствующих геосинклиналях созданием складчатых комплексов) эта шкала весьма удобна в применении к ограниченному региону для выделения ареалов движений, связанных с подвижными поясами как с автономными геодинамическими системами.

Третья группа периодических процессов связана с активностью геодинамической системы Северного Ледовитого океана, морфоструктурным выражением которой является Арктическая геодепрессия - область стока океана (см. рисунок). Палеотектонические реконструкции свидетельствуют о том, что современное строение геодепрессии - следствие направленных структурно-вещественных преобразований земной коры, взаимосвязанность которых прослеживается в глубь истории до поздней перми включительно. По данным об истории развития пограничного орогенного пояса, изменениях внутреннего структурного плана геодепрессии и о строении формационных рядов тектоническая эволюция Арктической геодепрессии на протяжении 260 млн. лет

характеризуется наличием шести собственных этапов: поздняя пермь - ранний триас (большей частью индский век); средний - поздний триас; ляс - неоком; апт - маастрихт; даний - палеоген; незавершенный этап, начавшийся в миоцене. Этапы группируются в две стадии: длительную (пермь - мел) доокеаническую, когда на месте современных океанических впадин формировались сводово-купольные вздутия (геотуморы) и синокеаническую (даний - четвертичный период), когда в результате обращения геотуморов сформировались Евразийская и Норвежно-Гренландская котловины океана.

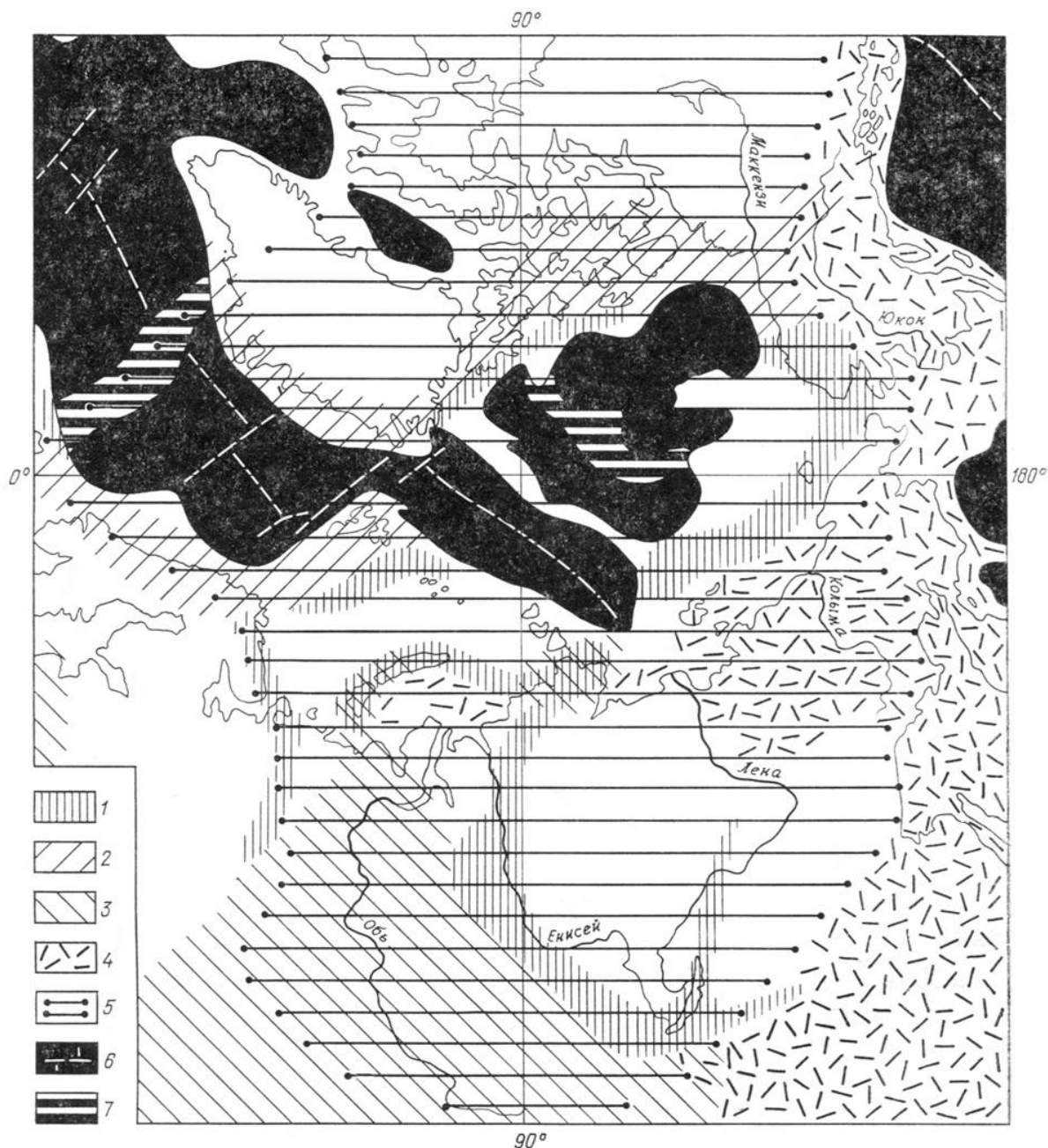


Схема распространения активных тектонических движений в Арктике в неогене

1—4 — области и зоны тектонических дислокаций, генерированных геосинклинальными поясами: 1 — байкальскими, 2 — каледонскими, Грэмпианским и Иннуитским; 3 — герцинскими, Урало-Монгольским и Аппалачским; 4 — миграционно-полициклическим (бай-

кало-альпийским) Северо-Тихоокеанским; 5 — область пермско-кайнозойского тектогенеза, подчиненного развитию геодинамической системы Северного Ледовитого океана; 6 — абиссальные котловины (светлые линии — срединный рифт, светлый пунктир — трансформные разломы); 7 — внутриокеанические вулканотектонические пороги

На северных материковых окраинах Евразии и Северной Америки движениями, генерируемыми геодинамической системой Северного Ледовитого океана, затушеваны проявления тектогенеза, связанного с удаленными альпийскими геосинклиналями,

гибридизированы диастрофические движения тихоокеанских мезозоид и почти полностью поглощены и стали едва уловимыми посткарбоновые колебательные движения планетарного порядка.

Анализ распространения признаков трех указанных групп движений и связанных с ними структурно-вещественных преобразований позволяет выделить в истории геологического развития арктических шельфов СССР четыре основных рубежа: рифей - венд, девон - карбон, пермь - триас, мел - палеоген. Вследствие стадийного развития преобразований на рубежах, при которых каждый процесс нарастает, достигает кульминации и затухает, применяемая обычно жесткая привязка к границам подразделения стратиграфической шкалы условна.

Рубеж рифей - венд. Рифейский этап неогей, несмотря на значительную длительность (750-1650 млн. лет), характеризуется слабой дифференцированностью тектонических и палеогеографических обстановок. В общей структуре неогейского цикла это начальный этап развития земной коры, созданной в протогее. Ему свойственно преобладание талассократических тенденций над теократическими. В северном полушарии в это время закладывались Грампианский, Урало-Монгольский, Иннуитский и Северо-Тихоокеанский подвижные пояса. Однако за собственно рифейский этап ни одна из подвижных областей рассматриваемого региона, исключая некоторые пришовные зоны, не достигла зрелого состояния и стадии превращения в складчатую систему.

В конце рифея в пределах Арктического бассейна и прилежащих материковых окраин существовали платформенные области с карбонатным и терригенным осадконакоплением, а также ортогеосинклинали и специфические прогибы с осадками флишоидного типа, которые относятся либо к структурам платформенного ряда, либо к внешним, миогеосинклинальным зонам ортогеосинклиналей. В предвендское время арктические регионы испытали общее поднятие, которое в венде сменилось наступлением талассократических условий. В палеогеографическом плане самому рубежу рифей - венд соответствует широко проявленная трансгрессия, в структурном плане - возникновение предвендского несогласия. Концу рифея на обширных площадях Арктики свойственно накопление доломитов, скорее всего, хемогенного происхождения. Текстуры волновой ряби, трещины усыхания, массовые скопления строматолитов, образующих рифовые постройки, указывают на мелководность бассейнов.

С начала венда накопление доломитов сменяется осаждением известняков. Чрезвычайно характерны пестроцветные глинистые известняки с текстурными признаками активной гидродинамики среды. Очевидны установление свободного водообмена в бассейнах карбонатного осадконакопления, их углубление и, как следствие, - нормализации солености. Совместно с фактами трансгрессивного налегания вендских отложений на кристаллический фундамент на щитах древних платформ эти данные свидетельствуют о расширении области осадконакопления и об обширной трансгрессии на пенепленизированные структуры. Однако в условиях трансгрессии на отдельных участках вследствие их изоляции продолжалась хемогенная садка доломитов. Эпейрогенические нисходящие движения существенно не сказались на положении основных источников сноса терригенного материала. Главнейшими по-прежнему остаются кольская суша и геоантиклинальные области Гиперборейской платформы, и только в районе Чукотки и Аляски появляется новая обширная область размыва.

В подвижных поясах на рубеже рифея и венда на первый план часто выступают явления, отражающие их собственный ритм развития. Так, вендские «тиллиты» Шпицбергена, пришедшие на смену карбонатным рифейским толщам, несомненно свидетельствуют об активизации тектогенеза в этом районе байкальской геосинклинали [Соколов и др., 1968]. Исследованиями Е.А. Кораго на Новой Земле, установившем в массиве Митюшева Камня граниты возрастом 680-730±50 млн. лет (по циркону), подтверждается представление о существенных тектонических преобразованиях в

байкальской подвижной зоне на рубеже рифей - венд, простиравшейся в акватории Баренцева и Карского морей из области Тимано-Уральских байкалитид.

В ортогеосинклинали Таймыра основные события происходили между средним и поздним рифеем: складчатость и формирование поверхности предверхнерифейского структурного несогласия в эвгеосинклинали, внедрение гранитов, резкое сокращение основного вулканизма. Рассматриваемый рубеж слабо проявлен в едином позднерифей-вендском формационном ряду, но и здесь ему отвечают полное прекращение вулканизма и скрытое угловое несогласие [Захаров и Забияка, 1983]. В пределах эвгеосинклинали Северо-Тихоокеанского пояса, если положиться на датировку древних толщ по акритархам, в позднем рифее заканчивается накопление существенно вулканических толщ основного, кислого и среднего состава и в венде преобладает осаждение терригенного материала, лишь незначительно дополняемое кислыми вулканитами. На контакте рифейских и вендских толщ возможен размыв, поскольку здесь присутствуют конгломераты [Каменова, 1975].

Рубеж девон - ранний карбон. Вендско-девонскому этапу свойственна отчетливая тенденция к талассократическому развитию земной коры в додевонское время и к теократическому в девоне. На фоне этих глобальных эпейрогенических изменений геосинклинали замыкаются и формируются байкальские складчатые системы на периферии Урало-Монгольского пояса, каледонские складчатые системы в Грампианском и Иннуитском поясах, а также складки ранних генераций во внутренних полициклических зонах Урало-Монгольского и Северо-Тихо-океанского поясов. Активные тектонические процессы этого времени проявлены также в структуре осадочного чехла платформ в виде многочисленных внутриформационных и межформационных несогласий, особенно ярких в присводовых частях Балтийского, Анабарского и Канадского щитов. Вместе с тем в областях перикратонных опусканий и в других подвижных зонах платформ соответствующие несогласия едва уловимы или вовсе скрыты в непрерывной серии осадков. Несовпадение во времени фаз складчатости в различных геосинклинальных поясах и несогласий на щитах при отсутствии устойчивых признаков этих движений в подвижных областях платформ не позволяет разделить вендско-девонский этап развития земной коры на определенные стадии и выделить устойчивые рубежи для всего рассматриваемого региона.

Необходимо подчеркнуть, что граница кембрия и докембрия, традиционно считавшаяся рубежом первого ранга, уступает по значимости относящихся к ней преобразований предвендскому рубежу. Структурные несогласия в основании кембрия на склонах окружающих Арктический бассейн щитов в направлении к современным континентальным окраинам Евразии и Северной Америки, где располагались бывшие подвижные области платформ, исчезают внутри единых формационных комплексов. Здесь развитие земной коры в венде и кембрии было однонаправленным. На рубеже кембрия и докембрия не было существенной перестройки в пределах большей части рассматриваемой территории. Угловое несогласие в основании кембрия на Центральном и Восточном Таймыре следует рассматривать как локальное явление, связанное с некоторой активизацией поднятий в процессе развития прилегающих к прогибу территорий. Практически нет перерывов и в разрезах на севере Гренландии, о. Элсмир, на севере Канадской платформы, Шпицбергене.

Девонско-раннекаменноугольный рубеж, как и предвендский, в первую очередь отражает пульсацию глобального масштаба. Этот рубеж отвечает кульминации бретонской тектонической эпохи, его предваряют фазы каледонского тектогенеза в подвижных поясах и активные движения на платформах. Материалы по Шпицбергену показывают, что в негативных структурах Атлантического пояса предкаменноугольному рубежу предшествовало накопление девонских пестроцветных моласс мощностью до 6500 м, деформированных в позднедевонское время скорее всего вследствие блоковых движений. Нижнекаменноугольным угленосным отложениям здесь предшествовало

формирование пенеппена, а базальные слои карбона представлены в основном кварцевыми песчаниками [Соколов и др., 1968; Харланд, 1964]. На Баренцевском срединном массиве каледонид граница нижнего карбона и верхнего девона проходит внутри угленосной толщи, накоплению которой предшествовал перерыв в течение силура - среднего девона. В верхнедевонской части толщи имеются стратиграфические несогласия [Красильщиков и Лившиц, 1974].

Завершение вендско-девонского этапа в Новоземельском регионе характеризуется развитием регмагненного прогиба на байкальском складчатом основании между позитивными платформенными структурами. Фундамент прогиба представлен складчатыми структурами байкалид; сопряженными позитивными структурами являлись платформенные поднятия в южной части Карского моря и на востоке акватории Баренцева. В осевой зоне прогиба, начиная со среднего девона, непрерывно накапливались карбонатно-кремнисто-терригенные глубоководные осадки с основными вулканитами. Для бортов прогиба характерны мелководные известняковые, терригенные и вулканогенные отложения. В ряде случаев устанавливаются предфранский размыв и несогласное налегание раннефранских пород на подстилающие. Предраннекарбонный рубеж в прогибе не отражен ни заметными структурными перестройками, ни существенными изменениями в седиментационном процессе. По периферии прогиба граница девон - карбон находится внутри карбонатных мелководных и лагунных формаций, в осевой зоне без перерыва продолжается некомпенсированное накопление глубоководных глинисто-кремнистых осадков. Вместе с тем на подходе к предкарбонному рубежу уже в фамене пропадают признаки вулканической деятельности в регионе. К западу от регмагненного прогиба, по-видимому, с началом карбона произошло опускание, и суша, поставлявшая терригенный материал в прогиб в течение силура и девона, превратилась в мелководное море с карбонатными осадками.

Таймырский полуостров является примером существенных тектонических и палеогеографических преобразований в предкаменноугольное время. В девоне здесь наследуется структурно-формационная зональность, сложившаяся еще в начале вендско-девонского этапа. На северо-западе продолжает существовать иловая впадина с осадками доманикового типа; юго-восток и восток характеризуются условиями мелкого нормально соленого моря и эвапоритовых лагун, где образовывались известняковые и доломитовые толщи с гипсами. На границе позднего девона - раннего карбона большая часть Таймыра воздымается с образованием предкарбонного пенеппена и только на западе продолжается накопление известняково-глинистой морской толщи. Реконструкции говорят о субмеридиональной ориентировке по предшествующему тектоническому плану. В раннем карбоне погружается почти вся территория, исключая, возможно, лишь узкую прибрежную полосу на севере полуострова, и в морских условиях накапливаются преимущественно известняковые и глинистые осадки. В базальном горизонте встречаются линзы боксита. Область каменноугольного осадконакопления тектонически дифференцирована: выделяются конседиментационные валы и впадины, располагающиеся кулисно. Оси этих структур косо ориентированы относительно генерального простирания предшествующих формационных зон [Погребницкий, 1971].

Далее на восток в пределах Гиперборейской платформы и ее окраины предкаменноугольный рубеж реализуется по-разному в зависимости от конкретных условий той или иной структурной зоны. В районе Новосибирских островов в позднедевонском-раннекаменноугольном Бельковско-Нерпалахском прогибе с началом карбона возникает устойчивая обстановка нормально соленого мелкого моря с известняковыми и глинистыми осадками. В позднем девоне в прогибе преобладали терригенные алевритовые осадки и происходила циклическая смена условий от морских мелководных до прибрежно-континентальных. Нижнекаменноугольные отложения согласно налегают на позднедевонские, скорость нисходящих движений в карбоне снижается [Косько, 1980]. На о. Врангеля турнейские известняки трансгрессивно с

конгломератами в основании перекрывают верхнедевонские терригенные гипсоносные лагунные отложения и кембрийские породы [Каменева, 1975]. На Омолонском срединном массиве в карбоне вулканиты кедонской серии сменяются органично-карбонатными шельфовыми осадками.

Отличные тектонические процессы регистрируются в районе архипелага Северная Земля. В течение ордовика - позднего девона здесь формировался платформенный прогиб с терригенными, карбонатными и хемогенными осадками морского мелководья, лагун и прибрежных аллювиальных равнин. Седиментационный цикл заканчивается в конце девона накоплением континентальных терригенных толщ. В течение всего карбона и части перми регион представлял собой область размыва. Здесь выявлены лишь реликты верхнекаменноугольной - нижнепермской континентальной молассы. Морские условия возобновились значительно позднее: на северо-западе о. Комсомолец присутствует верхнепермская прибрежно-морская песчаниковая толща. Кроме того, гранитный североземельский интрузивный комплекс, локализованный в зоне Главного Североземельского разлома по геологическим и радиоизотопным данным относится к раннему карбону, поэтому реален вывод о орогенном режиме здесь на рубеже поздний девон - ранний карбон [Хатилин, 1983].

Рубеж поздняя пермь - триас. С конца перми в геодинамической системе Северного Ледовитого океана развиваются ее основные тектонические элементы: пограничный орогенный пояс, эпиконтинентальные седиментационные бассейны и их орогенное обрамление, а также срединное сводовое поднятие (центральный геотумор). В триасе они приобретают отчетливое морфоструктурное выражение, т.е. с этого момента начинается геоморфологическая история Арктической геодепрессии. В поздней перми в Арктике карбонатное осадконакопление полностью вытесняется терригенным, резко доминирующим в мезозое и кайнозое. В позднем палеозое также меняется состав терригенного материала, резко повышается роль в разрезах полимиктовых разностей за счет кварцевых [Грамберг и Ронкина, 1983; Устрицкий и Степанов, 1976].

Общим для большинства регионов является поднятие в конце перми и опускание в начале триаса. Эти движения проявляются либо в предтриасовой несогласии, либо в углублении бассейнов там, где перерыв в осадконакоплении отсутствует. Начало триаса знаменуется также мощным основным магматизмом и изменениями плана вертикальных тектонических движений.

В платформенных регионах европейского сектора на удалении от зон активного тектогенеза после предтриасового перерыва осадконакопление возобновляется в индском веке. При этом во внутренних районах Арктической геодепрессии преобладают морские глины и алевролиты с карбонатной примесью (например, архипелаг Шпицберген), а вблизи пограничного орогенного пояса формируются континентальные грубозернистые терригенные толщи (Мезенская синеклиза, Печорская плита и др.). В обоих случаях по направлению к поднятиям возрастает размерность обломочного материала. Триасовый орогенез на месте Уральской геосинклинали проявился в существовании горных хребтов, окаймленных шлейфом континентальных моласс.

В районе Новой Земли в позднем палеозое существовал прогиб, который в перми прошел стадии некомпенсированного глубоководного осадконакопления, флишевую и формирования угленосной паралической толщи. На рубеже перми и триаса прогиб замыкается, начинается инверсия и вдоль его западного-северо-западного борта образуется краевой прогиб, в системе которого находилась Коротайхинская впадина. Прогиб выполнен терригенными, часто красноцветными осадками древней аллювиальной равнины. В толще присутствуют прослой туффитов. Несогласия и перерыва на контакте пермских и триасовых отложений нет [Устрицкий, 1977; 1981]. С инверсией связаны начало главных дислокаций, преобразовавших дотолле слабо деформированные толщи в линейно складчатую структуру, и первые фазы гранитоидного магматизма. Возникновением поднятия на Новой Земле и его соединением с поднятиями на Таймыре и

Северной Земле было завершено обособление Баренцевского и Западно-Сибирского седиментационных бассейнов.

В таймырском регионе основные события рассматриваемого рубежа происходили в Таймырском приорогенном прогибе, где началу триаса отвечает новый ритм нисходящих движений. Вулканогенно-осадочная и вулканогенная толща индского возраста с перерывом и в ряде случаев с угловым несогласием перекрывает пермские и более древние отложения, но в целом раннетриасовый прогиб находится в контурах пермского. Параллельное соотношение верхнепермских и триасовых слоев в наиболее глубоких частных структурах интерпретируется как скрытое несогласие. Конец татарского и индский века - это время наибольшей дифференциации и максимальных амплитуд нисходящих движений, а также начала инверсии в прогибе, завершение которой в рэтском веке приводит к его замыканию и становлению складчатой структуры. К началу триаса относится наиболее мощная вспышка основного магматизма - излияния платобазальтов трапповой формации. Север п-ова Таймыр и Северная Земля в раннем триасе оставались поднятыми, проявления основного магматизма были слабыми.

Обширные пространства Западно-Сибирского седиментационного бассейна с начала триаса становятся ареной активного тафрогенеза. Конседиментационные грабены с вулканогенно-осадочным и эффузивным выполнением установлены от его юго-западных до северо-восточных пределов. Наиболее известные примеры - Пурский и Челябинский грабены. Такого, же типа структуры намечаются по геофизическим данным в Южно-Карской синеклизе, как на суше в районе п-ова Ямал, так и в южной части акватории Карского моря. Тафрогенезу предшествовали пенепленизация, широкое распространение кор выветривания.

На северо-востоке Азии и прилежащих акваториях внутренняя структура Арктической геодепрессии, сложившаяся к началу триаса, впоследствии была разрушена в результате развития притихоокеанских геосинклиналей, однако общая концентрическая зональность геодепрессии по триасовым отложениям реконструируется надежно.

В геосинклинальной области начало индского века ознаменовалось ростом интрагеосинклиналей, служивших областями размыва и местными источниками сноса обломочного материала. Вследствие этих поднятий возникли структурные и стратиграфические несогласия в основании триаса на границе с пермью. В основании триасовых толщ в индском ярусе широко распространены линзы и прослой кремней и проявления основного магматизма в интрагеосинклиналях. В то же время для Чукотской системы остается неясным, произошло ли заложение интрагеосинклиналей с начала триаса или они развиваются унаследовано с пермского времени. В Верхоянье к границе перми и триаса приурочены одна из фаз восточной миграции прогиба и, по-видимому, общее углубление бассейна [*Тектоника...*, 1977].

Рубеж поздний мел - палеоген разделяет доокеаническую и океаническую стадии развития геодинамической системы Арктики. С образованием во второй половине раннего мела Охотско-Чукотского вулканогенного пояса доминирующая роль процессов, обусловленных активностью геодинамической системы океана, еще более утвердилась. Моменты качественных преобразований системы стали решающими рубежами в истории всей арктической области.

Конец позднего мела - начало палеогена знаменуется обращением сводового поднятия, существовавшего в центре Арктической геодепрессии на месте современной глубоководной котловины и поставлявшего терригенный материал в окружающие его седиментационные бассейны [*Ронкина и Вишневецкая, 1982*]. Обращение сводового поднятия (геотумора) носило рифтогенный характер с образованием линейной дивергентной системы раздвигов, обусловивших спрединговую структуру коры в практически замкнутых океанических впадинах (Гренландско-Норвежский и Евразийский бассейны океана). Между пограничными орогенами и центральной областью интенсивных погружений сформировалась материковая центриклиналь, внутренняя зона которой была

местом шельфовой седиментации. В противоположность рифтогенному генезису Норвежско-Гренландского и Евразийского бассейнов, Амеразийский бассейн образовался в результате прогибания Гиперборейской платформы и ее складчатого обрамления. Особенности аномального магнитного поля и подводного рельефа не позволяют приписать этому бассейну спрединговую природу. Судя по сейсмическим разрезам борта Канадской котловины, обособление Амеразийского бассейна в качестве глубоководной части океана началось в палеогене и связано, вероятно, с седиментационным голоданием, вызванным исчезновением важной области сноса, бывшей на месте геотумора. Недокомпенсация прогибания осадками имела место в это время во всей центральной, интенсивно проседающей области геодинамической системы и стала характерной чертой седиментогенеза для последующей истории Арктической геодепрессии. Таким образом, по происхождению и развитию Амеразийский бассейн может считаться переуглубленным (недокомпенсированным) окраинным морем.

Принципиальной перестройке центра геодинамической системы предшествовало постепенное нивелирование срединно-арктической суши, которая уже в конце раннего мела перестает быть источником терригенного материала окружающих седиментационных бассейнов [*Грамберг и Ронкина, 1983*]. Позднемеловая трансгрессия в западном секторе Арктики распространялась с севера. Низкая температура вод этой трансгрессии на фоне умеренно теплого климата указывает на существование в центре Арктической геодепрессии прогибов и связанных с ними глубоководных проливов, соединяющих морские бассейны геодепрессии с Мировым океаном.

Таким образом, инверсия сводового поднятия - геотумора в центре Арктической геодепрессии была достаточно длительным процессом, первые признаки которого проявляются уже с конца раннего мела. Кульминация же данного процесса приходится на конец датского века - начало палеоцена. К этому времени относятся многочисленные проявления основного магматизма в обрамлении глубоководных бассейнов и, в частности, начало формирования базальтов Туле, а также образование Карского и Попигайского взрывных кратеров. Однако наиболее мощно основной магматизм проявился в самих рифтогенных бассейнах, что отмечается магнитной аномалией.

В материковом обрамлении Северного Ледовитого океана в конце мела большинство приподнятых участков суши было максимально снивелировано, а с начала палеогена происходят общее поднятие и регрессия. Однако в пределах ряда крупных унаследованных впадин (Южно-Карская и другие в Баренцево-Карской акватории) терригенные палеогеновые толщи накапливались без перерыва с самого конца позднего мела, и общее поднятие отражается лишь в обмелении бассейнов. В Лаптевском седиментационном бассейне поднятие сопровождалось рифтогенезом, при этом конседиментационные грабены на шельфе являются продолжением рифтовых долин хребта Гаккеля и разломных зон предконтинентальных прогибов Евразийского бассейна.

В горно-складчатых системах Северо-Востока Азии в позднем мелу практически прекращается гранитоидный магматизм, связанный с эпигеосинклинальным орогенезом Северо-Тихоокеанского подвижного пояса, и резко ослабевает вулканизм в Охотско-Чукотском поясе и его ответвлениях.

Становление арктических шельфов в их современных границах обусловлено развитием континентального склона и подножия как элементов глобальной морфотекстуры. Хронологически это связано с неотектоническим этапом, отражающим очередную планетарную пульсацию и начавшимся в Арктике в конце олигоцена - миоцене.

Выделение четырех основных рубежей в истории геологического развития Арктической континентальной окраины СССР в неогее имеет не только общетеоретическое, но и практическое значение: они делят эволюцию осадочной оболочки материковых окраин океана и связанную с ней историю минерации на главные этапы направленных преобразований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Грамберг И.С., Ронкина З.З.* Позднепалеозойско-мезозойский этап в истории палеогеографического развития Советской Арктики. - В кн.: Мезозой Советской Арктики. Новосибирск, 1983, с. 12-19.
2. *Захаров Ю.И., Забияка А.И.* Структурно-формационная зональность докембрия Таймырской складчатой области. - В кн.: Геология и метаморфогенное образование докембрия Таймыра. Л., 1983, с. 26-48.
3. *Каменова Г.И.* Домезозойские отложения о. Врангеля, Автореф. канд. дис. Л., НИИГА, 1975.
4. *Косько М.К.* Строение и история развития Котельнического складчатого комплекса (Новосибирские острова). Автореф. канд. дис. Л., НИИГА, 1980.
5. *Красильщиков А.А., Лившиц Ю.Я.* Тектоника о. Медвежий // Геотектоника, 1974, № 4, с. 39-51.
6. *Погребницкий Ю.Е.* Палеотектонический анализ Таймырской складчатой области. Л., Недра, 1971. (Труды НИИГА, т. 166).
7. *Погребницкий Ю.Е.* О новых направлениях в тектонике, диктуемых современными данными о глубинном строении предконтинентов. - В кн.: Тектоника Арктики, вып. 1. Л., 1975, с. 70-75.
8. *Погребницкий Ю.Е.* [Геодинамическая система Северного Ледовитого океана и ее структурная эволюция](#) // Советская геология, 1976, № 12, с. 3-22.
9. *Ронкина З.З., Вишневская Т.Н.* Глаукофан в осадочных толщах западной части Советской Арктики // Советская геология, 1982, № 7, с. 90-93.
10. *Соколов В.Н., Красильщиков А.А., Лившиц Ю.Я.* Тектоника архипелага Шпицберген // Геотектоника, 1968, № 2, с. 65-82.
11. *Стижарский Т.Н.* Обзорные тектонические карты СССР. Л., Недра, 1973.
12. Тектоника Северной Полярной области Земли. Объяснительная записка к тектонической карте Северной Полярной области Земли м-ба 1:5 000 000. Ред. Б.Х. Егиазаров. Л., изд. НИИГА, 1977.
13. *Устрицкий В.И.* Пермский этап развития Новой Земли. - В кн.: Тектоника Арктики. Складчатый фундамент шельфовых седиментационных бассейнов. Л., 1977, с. 41-54.
14. *Устрицкий В.И., Степанов Д.Л.* Палеобиогеография и климат Евразии в Перми. - В кн.: Докл. советских геологов. XXV сессия МГК. Палеонтология. Морская геология, М., 1976, с. 103-108.
15. *Устрицкий В.И.* Триасовые и верхнепермские отложения п-ова Адмиралтейства (Новая Земля). - В кн.: Литология и палеогеография Баренцева и Карского морей. Л., 1981, с. 55-65.
16. *Хапелин А.Ф.* Геологическое развитие Северной Земли в палеозое - раннем мезозое (на основе формационного анализа). Автореф. канд. дис. ПГО «Севморгеология», 1983.
17. *Харланд В.Б.* Схема структурной истории Шпицбергена. - В кн.: Геология Арктики. Докл. на I Международном симпозиуме по геологии Арктики. М., 1964, с. 11-77.
18. *Яншин А.Л.* Принципы составления карты и ее условные обозначения. - В кн.: Тектоника Евразии. М., 1966, с. 13-31.

Ссылка на статью:



Грамберг И. С., Косько М. К., Лазуркин В. М., Погребницкий Ю. Е. Основные этапы и рубежи развития Арктической континентальной окраины СССР в неогее // Советская геология. 1984. № 7. С. 32-41.