

СОБЫТИЙНОСТЬ И ЭТАПНОСТЬ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ В КАЙНОЗОЕ МАТЕРИКОВОЙ ЧАСТИ ВОСТОКА РОССИИ

Л.А. Баскакова

Всероссийский научно-исследовательский институт им. А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург

По био-климатическим, тектоно-магматическим и морфо-тектоническим параметрам кайнозой подразделяется на три этапа: раннепалеогеновый (даний–ранний эоцен), палеоген-неогеновый (средний эоцен–миоцен), поздний неоген–четвертичный. Каждый из этапов делится на два подэтапа, из которых первые несут отчетливые черты преемственности от предшествующего этапа. Наиболее четко она проявляется в составе флоры.

Первый этап в целом характеризуется унаследованностью по многим параметрам от позднего мела: ограниченным по площади осадконакоплением, широким развитием кор выветривания, значительным участием в составе флоры позднемеловых элементов. Рубеж первого и второго этапов отмечен тектоно-магматической активизацией и трансрегиональным перерывом в осадконакопении.

Для второго этапа характерны: 1) широкое проявление внутри- и окраинно-континентального рифтогенеза, носившего сложный стадийный характер с асинхронным в рамках этапа заложением и формированием таких крупных структур, как Западно-Сихотэалинская и Момская рифтовые системы, 2) последовательное расширение аккумулятивных площадей различной морфо-тектонической принадлежности, 3) усиление региональной специфики (структурно-тектонической, литофациальной, магматической), 4) интенсивный базальтовый вулканизм и промышленное углеобразование на юге Востока России.

Первый подэтап второго этапа (средний–поздний эоцен) отмечен климатическим оптимумом и богатой субтропической растительностью с раннепалеогеновыми реликтами. Для второго подэтапа (олигоцен–миоцен) характерны направленно-колебательный характер климатических изменений, теплоумеренный хвойно-широколиственный тип флоры, широкое развитие озерных фаций в олигоцене, особенно на юге Дальнего Востока.

Третий этап. Нижняя граница его асинхронна в южной (миоцен–плиоцен) и северо-восточной (средний–поздний миоцен) частях региона. С начала третьего этапа устанавливается “ледниковый” тип климатических изменений с частым чередованием холодных и относительно теплых фаз. Происходит распад тургайской флоры и формируется современный ландшафтно-биотический облик регионов. Характерна быстрая эволюция мелких и крупных млекопитающих (Северо-Восток). Формируется обширный осадочный покров на приарктической окраине материка. В середине неоплейстоцена затухает рифтогенез и усиливаются процессы сжатия литосферы. На рубеже плейстоцена и голоцена происходит вымирание мамонтов.

Ключевые слова: биота, климат, тектоника, магматизм, кайнозой, этапность, Восток России.

В геологической истории материковой части Северо-Восточной Азии кайнозой представляет континентальный мегацикл. В это время здесь располагалась обширная суша с изолированными аккумулятивными бассейнами различной морфо-тектонической принадлежности и очагами наземного вулканизма. Окраины этой суши (японо- и охотоморская, приарктическая) временами подвергались локальным кратковременным ингрессиям моря. Более активное наступление моря на сушу началось лишь с позднего миоцена в приарктической полосе Восточной Якутии и Чукотки.

Основными типами аккумулятивных структур являлись грабены, значительная часть которых имела рифтогенное происхождение, вулкано-тектонические депрессии и неглубокие впадины субплатформенного типа. Они заполнялись терригенными, в том числе угленосными, и вулканогенно-осадочными отложениями при ограниченном распространении глинисто-кремнистых и глинисто-карбонатных осадков. В кайнозойском вулканизме определяющим являлся базальтовый тип извержений, в основном приуроченных к плечевым частям рифтогенных систем.

Биотическая событийность кайнозоя реконструируется по остаткам наземных растений, млекопитающих, насекомых, диатомовых водорослей, моллюсков, фораминифер и динофлагеллат.

По ряду параметров, отражающих геологическую и биотическую неоднородности, рассматриваемая территория подразделяется на два региона: Дальневосточный и Северо-Восточный*, хотя событийная сопоставимость их достаточно велика. В обоих регионах кайнозойский мегацикл делится на три этапа: раннепалеогеновый, палеоген-неогеновый и позднеоген-четвертичный. Рубежи их отмечены важнейшими событиями регионального и планетарного ранга, которые, не являясь повсеместно строго синхронными, укладываются в незначительный по продолжительности интервал геологического времени (табл.).

Одним из важнейших событийных рубежей в геологической истории Земли является мел-палеогеновая граница. Глобально она отмечена перестройкой морских и наземных экосистем, сопровождавшейся вымиранием ряда доминантных групп меловой биоты, похолоданием климата, обширными регрессиями, осушением эпиконтинентальных морей, перерывами в осадконакоплении, сменой фациальных обстановок и соответствующих им литокомплексов, а также магматической активизацией и геохимическими аномалиями, в том числе иридиевой.

Переломный характер этого рубежа наиболее ярко выражен в развитии органического мира, где он отмечен вымиранием динозавров, птерозавров, аммонитов, белемнитов, иноцерамов, таксономическим обеднением и сменой доминантов фораминифер, замещением костистых рыб лучеперыми, почти поголовным вымиранием сумчатых млекопитающих и появлением первых приматов, а также существенным преобразованием растительного покрова [14].

Однако в отличие от животного мира коренная перестройка растительности произошла не на рубеже мела и палеогена, а в середине мелового периода, когда оформилось ядро ее нового, кайнозойского, типа с доминирующими хвойными и цветковыми растениями. Именно этот рубеж отвечает критериям границ геологических периодов. Поэтому, в отличие от общегеологического понятия кайнозойского периода, применительно к периоду развития флор от середины мела по кайнозой включительно широко используется термин “кайнофит”. В рамках кайнофита мел-палеогеновая граница отмечена деградацией специфической группы покрытосеменных растений

позднего мела, чуждых флорам мезофита, палеогена и современной (в палинофлоре – это группы *Normapolles* и *Triprojectacites*), а также значительным усилением позиции цветковых растений, в том числе представителей современных семейств и родов или их предковых форм [14, 38].

Из абиотических признаков, характерных для пограничных мел-палеогеновых слоев, необходимо отметить иридиевую и прочие геохимические аномалии, которые, согласно популярной в настоящее время гипотезе, имеют космогенное происхождение. Однако роль космического фактора оценивается неоднозначно. Значительная часть отечественных исследователей отдает предпочтение в обосновании мел-палеогенового “событийного пика” земным силам [14, 28].

В континентальных разрезах Востока России мел-палеогеновая граница фиксируется в основном сменой флористических комплексов и не несет столь ярких следов глобальных “драматических” событий, свидетельством чего является выделенный в мел-палеогеновых разрезах Дальнего Востока маастрихт-датский стратозектон, включающий комплекс растительных остатков переходного облика (средний цаган, богопольская свита) [9, 12, 13, 15].

Нижний рубеж маастрихт-датского экотона в наземной экосистеме Дальнего Востока отмечен также и исчезновением динозавров. Все останки динозавров из известных местонахождений Приамурья с учетом палинологических данных датируются средним маастрихтом [24, 25] и не отмечены в более молодых отложениях.

ПЕРВЫЙ ЭТАП (ДАНИЙ-РАННИЙ ЭОЦЕН)

Первый этап кайнозоя охватывает отрезок времени от дания до раннего эоцена включительно. Он тесно связан с поздним мелом, наследуя от него типы тектонического режима, вулканизма и растительности – главного компонента наземной палеобиоты. По степени присутствия позднемеловых растений раннепалеогеновый этап можно разделить на два подэтапа. В первом (даний) они играли еще достаточно заметную роль (например, род *Aquilapollenites* Pfl.), тогда как во втором (поздний палеоцен-ранний эоцен) большая часть их перешла в разряд реликтов. Флора раннего эоцена по внешнему облику и таксономическому составу выступает в качестве промежуточного звена между первым и вторым этапами флорогенеза.

На протяжении раннего палеогена менялись растительность и климат. В дании-начале позднего палеоцена (зеландий) на Востоке России в условиях стабильного умеренно-теплого климата произраста-

* Дальневосточный регион соответствует южной, а Северо-Восточный регион – северной частям Востока России.

Таблица.

Геохронологические подразделения		период		этапы	подэтапы	События на рубежах кайнозойской истории	Характеристика этапов и подэтапов	климатические показатели			
эпоха (фаза в Q)	подэтапы (фаза в Q)	Абс. возраст в млн.л.	квартер						неоген	палеоген	мел
квартер	Плейстоцен	Голоцен	Q _{IV}	0,01	второй	1. Затухание рифтогенных процессов и усиление процессов сжатия литосферы. 2. Перерыв в осадконакоплении. 3. Ландшафтные перестройки. 4. Смена доминантных групп млекопитающих. 5. Исчезновение из состава флор тургайских элементов.	1. Сформировалась современная манжурская флора (ДВр). 2. Фауна - Д.: мамонты, бизоны, кабалоидные лошади (СВр). 3. Вымирание крупных млекопитающих на рубеже Q _{III} -Q _{IV} . 4. В геодинамике преобладают процессы сжатия. Общее поднятие территории. 5. Пострифтовая стадия Момской системы (СВр). 6. Высокосейсмичные зоны (5-8 баллов).	XX			
		неоплейстоцен	Q _{III}								
	зоплейстоцен	Q _{II}	0,78						третий	1. Устанавливается "ледниковый" тип климатических изменений. 2. Распад тургайской флоры, начало формирования современных региональных флор. 3. Седиментационная пауза, образование кор выветривания (ДВр).	1. Смешанные леса с реликтами тургайской флоры (ДВр). 2. Лесотундровые и тундрово-степные ландшафты (СВр). 3. Фауна, М.Д. - стеноидные лошади, архаичные овцебыки, обыкновенные и копытные лемминги (СВр). 4. Базальтовый вулканизм, образования обширных базальтовых плато (ДВр). 5. Зрелая стадия Момского рифта (СВр). 6. Образование Приарктического осадочного покрова. 7. Частые кратковременные морские трансгрессии в приарктической зоне.
		Q _{II}									
	плиоцен	N ₃ ³	1,8						первый	1. Устанавливается "ледниковый" тип климатических изменений. 2. Распад тургайской флоры, начало формирования современных региональных флор. 3. Седиментационная пауза, образование кор выветривания (ДВр).	1. Формируется современный ландшафтно-биотический облик регионов. 2. Появляется человек. 3. Быстрая эволюция мелких млекопитающих. 4. Преимущественное развитие аллювиальных фаций.
		N ₃ ²									
	миоцен	N ₂ ¹	5,2						второй	1. Резкое кратковременное похолодание. 2. Зарождение пресноводной диатомовой флоры. 3. Исчезновение из состава флоры эоценовых реликтов. 4. Морфо-тектонические преобразования структурного плана.	1. Континентальный рифтогенез. 2. Базальтовый вулканизм (ДВр). 3. Расширение аккумулятивных площадей и их морфоструктурное разнообразие. 4. Улеобразование.
		N ₂ ²									
		N ₁ ¹									
		N ₁ ²									
олигоцен	P ₃ ³	23,3	второй	1. Похолодание. 2. Замещение субтропической растительности теплоумеренной хвойно-широколиственной. 3. Устанавливается направленно-колебательный характер фито-климатических изменений.	1. Теплолюбивая растительность. Доминирование и видовое разнообразие буковых. Присутствие раннепалеогеновых таксонов. 2. Заложение Западно-Сихотэалинской рифтовой системы и Прибрежного базальтового пояса.						
	P ₃ ²										
зоцен	P ₂ ²	38,6	первый	1. Тектоно-магматическая активизация. 2. Трансрегиональный перерыв в осадконакоплении. 3. Утрачивается связь с поздне меловой флорой. В палиофлоре исчезает группа Triprojectacites.	1. Отчетливое доминирование представителей кайнозойской флоры (раннепалеогеновые формы, в палиофлоре преобладают группы Triatriopollenites Pfl. и Triropollenites Pfl.), роль Triprojectacites резко сокращается.						
	P ₂ ¹										
палеоцен	P ₁ ²	60,5	первый	1. Тектоно-магматическая активизация. 2. Трансрегиональный перерыв в осадконакоплении. 3. Утрачивается связь с поздне меловой флорой. В палиофлоре исчезает группа Triprojectacites.	1. Ограниченное осадконакопление. 2. Образование кор выветривания. 3. Значительное участие в составе флоры поздне меловых элементов. В палиофлоре таксономическое разнообразие группы Triprojectacites.						
	P ₁ ¹										
маастрихт	P ₀	65,0	первый	1. Формируется ядро кайнозойской флоры. 2. Вымирают динозавры.	1. Теплолюбивая растительность. Доминирование и видовое разнообразие буковых. Присутствие раннепалеогеновых таксонов. 2. Заложение Западно-Сихотэалинской рифтовой системы и Прибрежного базальтового пояса.						
	P ₀										

Событийность и этапность геологического развития в кайнозое

ли унаследованные от позднего мела однотипные хвойно-крупнолиственные леса, основными лесообразователями которых являлись таксодиевые, кипарисовые, архаичные березовые, ильмовые, мириковые, *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry, "*Platanus rainoldsii* Newb., *Tiliaphyllum*. С позднего палеоцена началось потепление климата с максимумами на рубеже палеоцена и эоцена и на рубеже раннего и среднего эоцена. В составе растительности резко возросла роль теплолюбивых и вечнозеленых элементов. (*Platycarya*, *Engelhardtia*, *Alfaroa*, Moraceae, Lauraceae, Anacardiaceae, Magnoliaceae, Olacaceae и др.), что придает ей облик, близкий к субтропическому.

Кроме растительных остатков раннепалеогеновую биоту локально, в тафоценозах Северного Верхоянья, представляют динофлагеллаты Арктического морского бассейна и пресноводные моллюски [33].

Ранний палеоген, особенно начало его, характеризуется относительным "тектоническим покоем" и ограниченным осадконакоплением. Практически весь Восток России, за исключением притихоокеанской окраины, в палеоцене пребывал в состоянии, близком изостатическому равновесию, сопровождавшемуся пенеппенизацией рельефа и формированием кор выветривания каолинового и каолин-гидрослюдистого состава. Последние наиболее широко распространены на Северо-Востоке, где фиксируются в основании большинства кайнозойских разрезов, достигая значительной мощности (до 50 м). На Дальнем Востоке они известны в Амуро-Зейской впадине и в ее обрамлении, в основании разрезов Среднеамурской и Шкотовской впадин, а также на Ханкайском массиве.

Осадконакопление на Дальнем Востоке в палеоцене было локализовано лишь в унаследованных от позднего мела седиментационных бассейнах Амуро-Зейской и, предположительно, Среднеамурской аллювиально-озерных равнин, а также в некоторых вулканотектонических впадинах Восточного Сихотэ-Алиня. В начале эоцена, возможно с конца палеоцена, происходит заложение ряда впадин Юго-Западного Приморья (Артемо-Тавричанская, Шкотовская, Нижнебикинская).

Относительно стабильный режим осадконакопления существовал в пределах Амуро-Зейской впадины, где известен наиболее полный стратиграфический разрез нижнего палеогена, включающий и слои, переходные от верхнего мела (средний цагаян). Отложения нижнего палеогена (верхний цагаян, угленосная кивдинская и райчихинская свиты) слагают здесь единый породный комплекс с верхнемеловыми отложениями. Он принадлежит пострифтовой стадии, сменившей в тектоническом развитии Амуро-Зейского блока стадию позднеюрско-раннемелового рифтогенеза.

Среднеамурская впадина является крупнейшей кайнозойской структурой Восточной Азии, расположенной на территории России и Восточного Китая, где известна как впадина Саньцзян. На отечественной территории вскрытый скважинами непрерывный разрез (около 1500 м) начинается со среднего эоцена. Более низкие слои палеогена пока достоверно не установлены. Однако фиксируемая геофизическими методами большая мощность осадочного покрова (2000–3000 м, локально до 6000 м) не исключает в составе его нижнепалеогеновых (палеоцен–нижний эоцен) и верхнемеловых отложений. В пользу этого допущения свидетельствует присутствие палеонтологически обоснованных верхнемеловых осадков на зарубежной территории впадины, а также датирующие маастрихт–нижний палеоцен единичные палиноспектры из отложений, вскрытых на северо-восточной окраине впадины [4, 16, 17, 29].

Восточно-Сихотэалинский вулканический пояс в раннем палеогене завершал свое развитие, наследуя от мела тип, состав, ареал и структурно-тектонический план вулканических проявлений. Из унаследованных от верхнего мела аккумулятивных структур наиболее крупными являются Зеркальнинская и Максимовская вулканотектонические впадины, расположенные в зонах пересечения северо-восточного глубинного разлома вулканогена с поперечными субширотными разломами. В раннем палеогене во впадинах формировались вулканогенно-осадочные толщи, сложно сочетающие в своем составе лавы, пирокласты и вулканомиктовые образования риолит-дацитового (преобладают) и андезибазальтового состава. Кроме этих двух структур очаги вулканических извержений того же состава находились в низовьях Тумнина и Амура.

На Северо-Востоке площади раннепалеогеновой аккумуляции тяготели к Приарктической зоне, представлявшей собой слабо расчлененную приморскую равнину, простиравшуюся от устья р. Лены до Чукотского полуострова. На рубеже мела и палеогена здесь господствовали денудационные процессы, сопровождавшиеся образованием площадных кор выветривания.

Режим неустойчивого осадконакопления от палеоцена до начала среднего эоцена фиксируется в мелких грабенах Северного Верхоянья (Кенгдейский, Кунгинский, Согинский, Быковской протоки), в грабенах Лаптевоморской рифтовой системы (Нижнеянский, Омолойский) и в ряде впадин пассивной континентальной окраины Восточно-Сибирского моря (Тастахская, Нижнеколымская, Чаунская). Некоторые исследователи относят их к раздвиговым структурам [40]. Здесь накапливались маломощные

слабоугленосные песчано-глинистые отложения континентального и прибрежно-морского генезиса.

В центральной части Северо-Восточного региона осадконакопление происходило в пределах мелкайнозойского Индигиро-Зырянского прогиба. В раннем палеогене он сохранял морфо-тектонический тип и режим осадконакопления предшествующего, мелового, этапа развития. В стратиграфическом разрезе прогиба ранний палеоген представлен слабоугленосными отложениями (саканьинская свита, 250 м).

Вулканизм на Северо-Востоке, в отличие от Дальневосточного региона, не играл сколь-нибудь заметной роли. Проявления его носили сугубо локальный характер. Небольшие поля условно раннепалеогеновых базальтоидов известны лишь в пределах Охотско-Чукотского вулканического пояса (Авековская впадина и верховье р. Анадырь).

Рубеж первого и второго этапов кайнозоя отмечен резкой тектонической активизацией, широко проявившейся в пределах Тихоокеанского пояса и его азиатского континентального обрамления. Она сопровождалась существенным преобразованием структурно-тектонического плана и трансрегиональным перерывом в осадконакоплении, который зафиксирован в разрезах Камчатки [44], Сахалина, Дальнего Востока и Северо-Востока [33]. Значительные изменения претерпела и растительность, из состава которой полностью исчезли характерные для позднего мела палиноформы группы *Triprojectacites*.

ВТОРОЙ ЭТАП (СРЕДНИЙ ЭОЦЕН–МИОЦЕН)

Второй этап кайнозоя охватывает хроноинтервал от среднего эоцена до миоцена включительно. Для него характерны внутриконтинентальный рифтогенез и сопряженный с ним базальтовый вулканизм, расширение аккумулятивных площадей и нарастающая во времени структурно-тектоническая дифференцированность. В это время сформировались основные кайнозойские структуры рассматриваемой территории (рис.) Второй этап подразделяется на два подэтапа: средне-позднеэоценовый и олигоцен-миоценовый.

Первый подэтап отличается самым теплым за весь кайнозой климатом и богатой растительностью существенно обновленного состава с характерным для него обилием и видовым разнообразием буковых и генетически близких им растений, продуцировавших пыльцу формальных родов *Tricolporopollenites* и *Tricolpopollenites*. Зональным типом растительности повсеместно являлись богатые полидоминантные леса субтропического типа, в составе которых заметную роль играли формы, унаследованные от раннего палеогена.

Картину континентальной биоты дополняют краткие сведения о животном мире. Единственное на Востоке России захоронение костных остатков палеогеновых наземных животных (Южное Приморье, г. Артем) представляет обитателей болотистой прибрежно-морской низменности: крупные носорогообразные (бронтотерии, аминодонты), мелкие хищники, черепахи. В немногочисленных захоронениях пресноводной фауны установлены обитатели проточных озерно-речных систем, среди которых доминировали моллюски вымерших ныне родов из семейств *Viviparidae* и *Unioidea* [36].

Геологическая обстановка в среднем–позднем эоцене на Дальнем Востоке и Северо-Востоке, в противовес их однотипной биоте, имела региональные отличия.

В Дальневосточном регионе это время отмечено отчетливой тектоно-магматической напряженностью, с которой связано заложение двух крупнейших кайнозойских линейных элементов Дальневосточного региона: Западно-Сихотэалинской внутриконтинентальной рифтовой системы и Прибрежного базальтового пояса.

Западно-Сихотэалинская рифтовая система протягивается в северо-восточном направлении на 1500 км от юго-западной оконечности Япономорского побережья до Охотского моря и является звеном “Восточно-Азиатского грабенового пояса” [4].

Основными элементами внутренней структуры системы являются грабенообразные впадины, образование которых, по мнению В.П. Уткина [41], связано с процессами растяжения земной коры на участках ее повышенной проницаемости. В среднем–позднем эоцене впадины заполнялись преимущественно осадочными угленосными отложениями при подчиненном участии вулканитов.

По ряду параметров, отражающих внутреннюю структурно-вещественную неоднородность (морфотип впадин и характер их изменчивости во времени, состав, мощность и полнота разреза выполняющих их отложений, хронология и стадийность рифтогенеза), Западно-Сихотэалинская рифтовая система делится на несколько зон (с юга на север): Хасанская, Южно-Приморская, Ханкайская, Уссурийская, Алчано-Бикинская, Среднеамурская, Приохотско-Амгунская.

Процесс формирования ее был длительным и сложным. В эоцене в качестве структурных элементов отчетливо выражены были Хасанская, Южно-Приморская, Алчано-Бикинская и Среднеамурская зоны; возможно также заложение отдельных грабенов других зон.

Прибрежный базальтовый пояс [1], или, по Уткину [43], Восточный вулканогенный пояс, представ-

ляет собой полициклическую вулканогенно-рифтовую структуру окраинно-континентального типа. Пространственно и, вероятно, генетически он сопряжен с рифтом-грабеном Татарского пролива, что позволяет рассматривать их в качестве составляющих единой рифтовой системы. Прибрежный пояс протягивается в меридиональном направлении от устья р. Самарги до устья Амура (700 км), пересекая под острым углом меловой Восточно-Сихотэалинский вулканоген. Глубинное строение Прибрежного пояса характеризуется пониженной мощностью земной коры (30–32 км), повышенной мощностью базальтового слоя (20 км) и региональным гравитационным максимумом.

В эоцене Прибрежный пояс формировали базальтоиды, с которыми локально ассоциировали трахидациты, трахириолиты, пирокластические образования и гипабиссальные интрузии диорит-щелочно-гранитовой формации (прибрежный комплекс). Внедрение последних, скорее всего, происходило на рубеже первого и второго подэтапов.

На Дальнем Востоке средний–поздний эоцен характеризуется высокой, максимальной за весь кайнозой, углепродуктивностью. В это время формируются многие промышленные угольные месторождения Приморья и Хабаровского края. Включающие их угленосные толщи (угловская, чернореченская свиты) накапливались в пределах аллювиально-озерно-болотной системы, переходившей на крайнем юго-западе (Артемо-Тавричанский, Хасанский районы) в прибрежно-морскую низменность.

На Северо-Востоке тектонический режим в среднем–позднем эоцене был более спокойным,

мало отличаясь от раннепалеогенового. Он наследовал депрессионные и грабенообразные структуры Приарктической низменности и Среднего Приколымыя, где накапливались глинистые осадки озерного генезиса (до 50 м). Некоторая активизация тектонических процессов произошла в конце эоцена, когда заложился ряд рифтогенных впадин Северного Приохотья, заполнявшихся слабоугленосными вулканогенно-осадочными отложениями (Ланковская, Кавинско-Тайуйская, Охотско-Кухтуйская); локально продолжались излияния базальтов (Авековская впадина).

Вдоль внешней окраины Охотско-Чукотского вулканогена в прибрежно-морской зоне формировался Пенжинско-Анадырский рифт. Он состоял из двух сближенных субпараллельных грабенов и расположенного кулисообразно по отношению к ним (меридионально) менее протяженного грабена на левобережье Анадыря в нижнем его течении. Вместе с грабенами Северного Приохотья они образуют единую Охотско-Анадырскую рифтовую систему.

Интенсивные подвижки, сопровождавшиеся формированием пестрого литофациального комплекса, произошли в это время и в зоне разломов вдоль юго-западной границы Индигиро-Зырянского прогиба, кайнозойский цикл которого сопряжен с развитием Момского рифта.

От Дальневосточного региона Северо-Восточный отличается более ограниченным по площади осадконакоплением, амагматичностью и менее масштабным углеобразованием. Впрочем, два последних параметра свойственны всему кайнозойю Северо-Востока.

Рис. Схема размещения кайнозойских тектонических структур материковой части Востока России.

I – рифты и рифтовые системы, II – вулканические рифты, III – грабены рифтовых систем, IV – вулканотектонические впадины, V – мульдообразные впадины и осадочные покровы на жестких структурах (срединных массивах, молодых платформах), VI – предгорные прогибы, VII – орогенные впадины, VIII – меловые вулканические пояса, IX – разломы. Аккумулятивные структуры. (1–7) – рифтогенные: 1 – Западно-Сихотэалинская рифтовая система (P₃-Q₁), 2 – Прибрежный базальтовый пояс (P₂-N), 3 – Удско-Зейский рифт (K-Kz), 4 – Момская рифтовая система (P₃-N), 5 – Охотско-Анадырская рифтовая система (P-N), 6 – грабены Лаптевоморской рифтовой системы (P-N): Омолойский (а), Нижне-Янский (б), 7 – рифтогенные впадины побережья Восточно-Сибирского моря (P-N): Тастахская (а), Нижне-Колымская (б), Чаунская (в), 8 – Чукотский рифт (N-Q₁); (9–12) – вулканотектонические впадины: 9 – Зеркальнинская, 10 – Тернейская, 11 – Максимовская; 12 – Улья-Охотская; (13–15) – мульдообразные впадины и осадочные покровы: 13 – Ханкайская (N-Q), 14 – Амуро-Зейская (K_{2m}-), 15 – Приарктический покров (N₁³-Q); 16 – Индигиро-Зырянский предгорный прогиб (P₃-N); (17–22) – орогенные впадины: 17 – Верхнеуссурийская, 18 – Верхнебикинская, 19 – впадины Северного Верхоянья, 20 – Усть-Нерская, 21 – Эльгинская, 22 – Верхнеадычанская. Денудационные структуры. 23 – Сихотэ-Алиинское сводовое поднятие, 24 – Восточно-Сихотэалинский вулканический пояс, 25 – Восточно-Буреинское сводово-глыбовое поднятие, 26 – Кербинско-Амгунское блоковое поднятие, 27 – Тукурингско-Джагдинская зона коллизионного сжатия, 28 – Становая область мезозойской тектоно-магматической активизации, 29 – Алданский щит, 30 – Верхоянское сводовое поднятие, 31 – Сетте-Дабанское сводово-блоковое поднятие, 32 – зона слабых дислокаций Яно-Колымской складчатой области, 33 – Полоусненское блоковое поднятие, 34 – Алазейское сводово-купольное поднятие, 35 – Прикольмское блоковое поднятие, 36 – зона кольцевых дислокаций Омолонского массива, 37 – складчато-блоковые дислокации Чукотской области, 38 – Охотско-Чукотский вулканический пояс.

Рубеж первого и второго подэтапов (поздний эоцен–ранний олигоцен) выражен био-климатическими преобразованиями планетарного масштаба, запечатленными и в тафоценозах Восточных регионов. С начала олигоцена устанавливается направленно-колебательный характер климатических изменений, с чередованием оптимальных и пессимальных фаз на фоне последовательного похолодания. Главнейшие из них – пессимумы: 1) на рубеже эоцена и олигоцена, 2) в конце олигоцена, 3) в конце позднего миоцена; оптимумы: 1) в середине олигоцена, 2) в конце раннего миоцена на рубеже со средним. По данным С.А. Лаухина [23], с глобальным похолоданием на рубеже эоцена и олигоцена связано формирование мощных льдов в Арктике и резкое расширение горно-долинного оледенения в Антарктиде.

Синхронно с изменением климатического режима произошло преобразование растительного покрова с замещением богатой теплолюбивой флоры теплоумеренной хвойно-широколиственной (тургайская флора). Она определяла облик растительного покрова на протяжении олигоцена и миоцена, хотя и испытывала во времени эволюционные и климатические изменения. Эволюционная направленность “тургайского” флорогенеза заключается в последовательном таксономическом обеднении и омоложении видового состава. Он подразделяется на четыре фазы, отвечающие его началу (начало раннего олигоцена), расцвету (олигоцен), зрелости (ранний–средний миоцен) и деградации (поздний миоцен).

Первая фаза (ранне- или древнетургайская флора) характеризуется количественным доминированием и разнообразием хвойных (сосновых и таксодиевых), а также еще заметным участием эоценовых таксонов, в том числе формальных. Вторая фаза отмечена господством и видовым разнообразием теплоумеренных широколиственных пород, в первую очередь буковых и ореховых, среди которых господствовали новые виды, при подчиненном участии эоценовых.

Рубеж второй и третьей фаз совпадает с кратковременным похолоданием в конце хаттского века (второй пессимум). Характер растительности этого пограничного хроноинтервала наиболее отчетливо запечатлен в составе палинофлоры. По многим разрезам он фиксируется единичными таксономически бедными спорово-пыльцевыми спектрами с доминирующими сосновыми и березовыми.

Третья фаза в развитии тургайской флоры представляет растительность, однотипную с растительностью второй фазы, но отличающуюся от последней видовым составом доминантов (*Fagaceae*, *Juglandaceae*) и отсутствием эоценовых форм. В четвертой

фазе происходит значительное обеднение флоры, в основном за счет теплолюбивых элементов. Существенно сокращается роль таксодиевых и буковых. Лидируют сосновые, березовые, ильмовые, тополявые. Широкое распространение получают кустарники и травы разнообразного состава, формирующие самостоятельные растительные сообщества.

В конце позднего миоцена на фоне резкого похолодания начался распад теплоумеренной флоры и замещение хвойно-широколиственных лесов более бедными растительными сообществами, состоящими в основном из представителей современных региональных флор. На Северо-Востоке с позднемiocеновым похолоданием связано начало формирования гипоарктической растительности и криопелагических биоценозов в Пра-Чукотском морском бассейне [10].

Важным биотическим событием второго подэтапа явилось зарождение в олигоцене, бурный расцвет и широкое распространение в миоцене пресноводной диатомовой флоры.

Животный мир олигоцена–миоцена в тафоценозах представлен разнообразными насекомыми [8], пресноводными, реже морскими моллюсками и фораминиферами – в локальных морских экосистемах.

Особо следует отметить присутствие в олигоценных отложениях Среднеамурской впадины (бирюфельдская свита) проблематичных колониальных микроорганизмов, которые первоначально диагностировались как фораминиферы [2]. Позднее Н.К. Быкова отнесла их к новой группе *Semibryozoa*, впервые выделенной ею из морских олигоценных отложений Мангышлака. Если допустить морской генезис среднеамурских находок этой группы, то следует связать их с кратковременной трансгрессией моря, следы которой фиксируются в верхнем олигоцене Китая [17].

В абиотическом плане второй подэтап отмечен последовательным расширением аккумулятивных площадей различной тектоногенетической принадлежности (структуры разных стадий рифтогенеза, структуры пассивной континентальной окраины, субплатформенные и орогенные), а также рядом других явлений, фиксирующих его временную и пространственную неоднородности. Значительными событиями отмечена граница олигоцена и миоцена.

Начало второго подэтапа (конец позднего эоцена–олигоцен) – это время относительного тектонического покоя. На Дальнем Востоке оно характеризуется пенепленизацией рельефа и максимальным за весь кайнозой озерным обводнением территории. Наиболее крупные умеренно-глубокие проточные озера располагались в Западно-Сихотэалинской зоне Восточно-Азиатского грабенового (рифтогенного)

пояса, где они образовывали единую озерную систему с однотипной фауной моллюсков [36] и однородным глинисто-алевритовым составом осадков.

Этот этап развития наиболее яркое выражение находит в разрезах Среднеамурской, Нижнебикинской, Артемо-Тавричанской впадин, где им отвечают, соответственно, бирофельдская, лучегорская, надеждинская свиты. На Ханкайском массиве озерный режим был менее стабильным, что способствовало формированию здесь высокопродуктивных угленосных отложений павловской свиты, сочетающей чередующиеся по разрезу признаки открытых озер и болот. Сходный режим осадконакопления в олигоцене существовал и в субплатформенной Амуро-Зейской впадине.

На Северо-Востоке расширение осадочной аккумуляции в олигоцене носило менее масштабный характер. Оно происходило на площади Приарктической пассивной окраины, временами подвергавшейся кратковременным морским трансгрессиям, в Приохотской зоне и локально во внутренних районах Яно-Колымской области, где заложилось несколько грабенообразных впадин на площади сформировавшегося позднее Момского рифта, которые следует связывать с предрифтовой стадией. В отличие от Дальневосточного региона олигоцен здесь характеризовался преобладающим развитием аллювиальных фаций.

Миоцен на Востоке России ознаменовался тектоно-вулканической активизацией и усилением площадной дифференции геологических процессов, в результате чего, при сохранении общих тенденций, заметнее проявились различия Дальневосточного и Северо-Восточного регионов.

Дальневосточный регион отмечен мощной вспышкой вулканизма в раннем–среднем миоцене, проявившегося в форме излияния базальтоидов и в форме эксплозивных выбросов среднего и кислого состава. Ареной наиболее интенсивного базальтового вулканизма являлся Прибрежный базальтовый пояс, продолжавший свое развитие в режиме рифтогенеза.

На это время здесь приходится формирование кинского комплекса базальтоидов, принадлежащих к известково-щелочной андезитовой серии высокоглиноземистого типа, близкой к рифтовым вулканическим сериям [7]. Менее значительные лавовые излияния происходили в Западно-Сихотэалинской зоне, где они контролировались разломами Амуро-Сунгарийской системы. Здесь преобладали эксплозивные процессы без четкой структурно-тектонической принадлежности. Они фиксируются широким распространением в составе нижне-среднемиоценовых отложений кислого пирокластического материала или продуктов его разложения. По характеру площадного распространения пиро-

кластики можно допустить существование наиболее крупных эруптивных аппаратов на сопредельной территории Восточного Китая, вероятно в зоне разломов той же Амуро-Сунгарийской системы. В позднем миоцене вулканизм, особенно его базальтово-лавовая составляющая, заметно ослабевает.

Прогрессирующее в миоцене осадконакопление в Дальневосточном регионе на значительной площади сопровождалось изменением морфотипа аккумулятивных структур. Так, на Ханкайском массиве олигоценные грабены трансформировались в пологие мульдообразные впадины, формировавшиеся в режиме пострифтового погружения (стадия затухания сдвигов и сосдвигового растяжения земной коры) [42]. Черты подобного превращения несут также впадины Южноприморской, Уссурийской, Нижнебикинской и Среднеамурской зон.

В геоморфологическом плане этим тектоно-структурным преобразованиям отвечает замещение Западно-Сихотэалинской озерной системы аллювиально-озерными системами с неустойчивыми гидродинамическим, гидрохимическим, гидротермальным и аккумулятивным режимами. Широкое распространение, особенно в периоды климатических оптимумов, здесь имели наземные фации и фации эфемерных озер, в условиях которых формировались характерные туфогенно-осадочные толщи, напоминающие ископаемые почвы. Единственным крупным, но мелководным, миоценовым озером было озеро Пра-Ханка, с позднего миоцена существовавшее в границах, близких к современным [20].

В Нижнем Приамурье и Западном Приохотье тектонический механизм формирования и морфотип аккумулятивных структур в миоцене не претерпели изменения. Здесь прогрессировало развитие рифтогенных структур, представляющих собою сложно построенные цепочки грабенообразных впадин. В режиме окраинно-континентального рифтогенеза протекали вулкано-седиментогенные процессы в пределах Прибрежного пояса.

На площади Амуро-Зейской равнины в миоцене происходило последовательное расширение аккумулятивных площадей в процессе медленных неоконтрастных движений [34].

В конце миоцена в связи с усилением восходящих движений осадконакопление в Дальневосточном регионе несколько сократилось [3]. Характерно литофациальное однообразие верхнемиоценового породного комплекса при подавляющем господстве в нем аллювиальных, преимущественно русловых, отложений.

На Северо-Востоке рубеж олигодена и миоцена не отмечен резкими структурно-тектоническими пре-

образованиями. Прогрессирующее по площади осадконакопление происходило в режиме, унаследованном от олигоцена. В раннем миоцене здесь продолжалось формирование впадин Приарктической пассивной окраины и грабенов Лаптевоморской и Охотморской рифтовых систем. В Яно-Колымской области активизировались процессы грабенообразования, в той или иной степени связанные с предрифтовой или начальной стадией рифтогенеза в пределах Момской системы. Индигиро-Зырянский прогиб с позднего олигоцена вступает в новый (“собственно кайнозойский”) этап развития, сопряженный с развитием Момского рифта. С этого времени он начинает обретать черты предгорного прогиба, формирующегося перед фронтом горных хребтов, воздымающихся на северо-восточном плече рифта.

На первую половину миоцена в Северо-Восточном регионе приходится основной этап кайнозойского угленакопления аллювиально-озерно-болотной и реже прибрежно-морской фациальной принадлежности.

Главные геологические события миоцена в Северо-Восточном регионе, в отличие от Дальневосточного, происходят на границе среднего и позднего его веков. Этот рубеж отмечен резким усилением тектонических процессов и региональным перерывом в осадконакоплении. С позднего миоцена здесь устанавливается режим интенсивных, резко контрастных тектонических движений, существовавший вплоть до раннего неоплейстоцена и сопровождавшийся нарастающей геоморфологической дифференциацией, в ходе которой были оформлены основные элементы современного рельефа. В позднем миоцене в зрелую стадию своего развития вступает Момская рифтовая система, уже четко выраженная в рельефе и обладающая главными признаками тектонических структур этого типа, в том числе и слабым проявлением магматизма [6].

В это время меняется и литофациальный тип осадконакопления. Преимущественное развитие приобретают аллювиальные, в основном русловые, фации; в Приарктической и Приохотской зонах локально их дополняют прибрежно-морские и морские фации, представленные песчано-глинистыми отложениями с арктобореальными комплексами морских диатомей [10].

В целом поздний миоцен Северо-Востока по тектоническим и литофациальным параметрам обнаруживает более тесные связи с плиоценом, чем с ранним-средним миоценом, формируя с ним единый структурно-вещественный комплекс, принадлежащий уже третьему этапу кайнозойской истории.

Таким образом, в Дальневосточном и Северо-Восточном регионах рубеж второго и третьего этапов

абиотическими событиями фиксируется на разных временных уровнях, тогда как в развитии биоты он повсеместно занимает относительно стабильный уровень на границе позднего миоцена и плиоцена.

ТРЕТИЙ ЭТАП (ПОЗДНИЙ НЕОГЕН–ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ)

Третий, позднекайнозойский, этап – это этап новейшей геологической истории, в течение которого был окончательно оформлен современный морфо-тектонический и ландшафтно-биотический облик Востока России. По продолжительности этот этап не сопоставим с предшествующим, начавшись асинхронно во временном интервале поздний миоцен–плиоцен, он, видимо, еще далек до своего завершения. Тем не менее, третий этап чрезвычайно богат событиями регионального и глобального масштаба. Важнейшим из них является произошедший 2,4–2,5 млн лет назад планетарный “климатический скачок”, отмеченный резким похолоданием [22]. С этого времени в Северном полушарии установился принципиально новый, “ледниковый” характер климатических изменений, а именно чередование ледниковых и межледниковых эпох.

В эволюции органического мира значительным событием было появление человека, свидетельством чего на Дальнем Востоке и Северо-Востоке являются редкие следы палеолитических стоянок и многочисленные голоценовые стоянки [37]. На поздний кайнозой (поздний плиоцен–голоцен) приходится быстрая эволюция мелких млекопитающих, обусловившая возможность зонального биостратиграфического расчленения отложений этого возраста на Северо-Востоке [39].

По особенностям геологической и био-климатической динамики третий этап делится на два подэтапа с границей на рубеже раннего и среднего неоплейстоцена.

Первый подэтап в общих чертах наследует аккумулятивно-структурный план предшествующего этапа, существенно отличаясь при этом по литофациальным параметрам. Аллювиально-озерно-болотный тип осадконакопления, свойственный предшествующему этапу, с началом третьего этапа сменился аллювиальным, при преимущественном развитии русловых фаций. Озерные фации в это время имели минимальное за весь кайнозой распространение. На рубеже неогена и квартала наряду с рифтогенными структурами широкое распространение получили обширные осадочные покровы, формировавшиеся на стабильно пассивных тектонических блоках.

В Дальневосточном регионе рубеж второго и третьего этапов отмечен продолжительной седимен-

тационной паузой (большая часть плиоцена). В районах с относительно спокойным рельефом (в основном на жестких массивах) она сопровождалась образованием кор выветривания. В позднем плиоцене в обстановке усилившейся эрозионной деятельности и засушливого умеренного климата происходило формирование пестроцветного (красноцветного) породного комплекса сложного строения.

Красноцветы обладают специфическим обликом и имеют трансрегиональное распространение, что позволяет рассматривать их в качестве корреляционного репера. Время образования красноцветов за пределами региона (Прибайкалье, Забайкалье, Восточная Монголия, Северо-Восточный Китай) определяется по остаткам млекопитающих как средний–поздний плиоцен, на Дальнем Востоке по палеомагнитным и палинологическим данным – как поздний плиоцен [31, 32].

Полномасштабное бассейновое осадконакопление возобновилось в самом конце плиоцена на рубеже с эоплейстоценом. Оно происходило в бассейнах двух морфо-тектонических типов: равнинно-субплатформенного и межгорно (или внутригорно)-рифтогенного. К первому типу относятся Амуро-Зейская и Приханкайская впадины. Унаследованно от миоцена они формировались в режиме медленного, но энергично расширяющегося по площади прогибания, компенсировавшегося аллювиальными, локально аллювиально-озерными осадками, слагающими покровные структуры мощностью до 120 м.

Из рифтогенных структур дальнейшее развитие получили Нижнеамурская, Приохотская и Верхнеамгунская системы впадин, которые к этому времени обрели морфологическое выражение, близкое к современному. Цепочки грабенов трассировались речными долинами и заполнялись песчано-галечниковым русловым аллювием. С осадочной аккумуляцией в пределах этих систем были сопряжены излияния базальтов центрального и трещинного типов. Очаги наиболее активного вулканизма располагались в зонах пересечения глубинных разломов северо-восточного простирания (Хингано-Амгунский, Куканский, Амуро-Тугурский) и менее протяженных поперечных разломов.

К рифтогенным структурам относится и субширотная Верхнезейская впадина. Формирование ее, начавшееся еще в олигоцене, было связано с раздвиговыми движениями в зоне Станового разлома, в плиоцен-четвертичное время в связи с усилившимся воздыманием Тукурингского и Джагдинского хребтов вдоль ее южного борта впадина обретает черты предгорной структуры. За пределами ее на восточном фланге Станового разлома локально происходили излияния базальтоидов.

Преимущественно вулканической составляющей рифтогенез отмечен в Прибрежной зоне, где традиционно для Дальневосточного региона происходили наиболее мощные вулканические извержения, формировавшие обширные базальтовые плато (Совгаванское, Нельминское, Бикинское). Последние располагаются на пересечении меридионального Прибрежного разлома и поперечных разломов, которые, по мнению В.П. Уткина [43], контролировали глубинные структуры растяжения, поперечные меридиональным сдвиговым перемещениям.

В новый цикл рифтогенеза в конце плиоцена вступила Среднеамурская впадина, где площадной характер миоценового осадконакопления сменился дифференцированным с отчетливой приуроченностью к зонам палеогеновых грабенов, а вдоль юго-восточной границы впадины активизировалась вулканическая деятельность. Сходную тектоно-вулканическую обстановку можно допустить и для Западного Приморья (исключая Ханкайский массив), где с активизацией ряда глубинных разломов (Арсеньевского, Иманского, Южно-Сихотэалинского) также были связаны рельефообразующие излияния базальтоидов. Позднеплиоцен-четвертичные базальтоиды Дальневосточного региона по своим петрохимическим характеристикам тяготеют к толеитовой и щелочной формациям.

На Северо-Востоке, где третий этап начался в позднем миоцене (скорее всего, в конце его), в плиоцене развитие шло в унаследованном режиме с сохранением двух основных типов аккумулятивных структур: рифтогенного и субплатформенного.

В рифтогенных структурах (Момская, Лаптево-морская, Охотоморская рифтовые системы) плиоцен отмечен нарастанием тектонической напряженности и сокращением осадконакопления. Наиболее напряженной тектонической обстановкой была в Момской рифтовой системе, где она определялась сложным сочетанием дифференцированных вертикальных и горизонтальных (сдвигов и надвигов) движений. Следы последних отмечены вдоль хребтов горной системы Черского широким развитием тектоно-гравитационных микститов [33].

В зрелую стадию своего развития (поздний миоцен–плиоцен) Момская рифтовая система являлась центральным структурным линеamentом Северо-Восточного региона. Она протягивалась в северо-западном направлении через хребты Черского и Момский от левобережья р. Колымы до правобережья р. Яны. Осевая часть рифта трассировалась цепочкой кулисообразно расположенных впадин. Плечи рифта асимметричны относительно ее долины. Наиболее сложное, ступенчатое, строение имеет

юго-западное (черское) плечо, осложненное серией субпараллельных сдвигов, к которым тяготеют многочисленные грабенообразные впадины (Немелинская, Догдинская, Букчанская, Верхнеартынская, Тасканская и др.) [40]. В пределах Момского рифта формировался грубообломочный комплекс, представленный рыхлыми песчано-галечниками, валуно-галечниками, щебне-галечниками, зачастую золотосносными отложениями.

Во всех рифтовых системах Северо-Востока максимум тектонической напряженности, фиксируемый седиментационной паузой, приходится на поздний плиоцен. Осадконакопление локально возобновилось в эоплейстоцене–раннем неоплейстоцене, хотя и протекало в условиях высокой тектонической активности. В сложном процессе кайнозойского рифтогенеза на это время приходится его заключительная фаза.

В позднем кайнозое процессы рифтогенеза имели место и на Чукотском полуострове, где они, в отличие от вышеотмеченных рифтовых систем Северо-Востока, характеризовались интенсивными проявлениями базальтового вулканизма повышенной щелочности, сопряженными с осадконакоплением во впадинах (Улювеевская, Инчоунская, Колючинская) или локализованными в форме самостоятельных вулкано-структур. Ряд исследователей включает Чукотский рифт в Охотско-Анадырскую рифтовую систему. Однако отчетливая тектоно-магматическая специфика Чукотского рифта, секущая по отношению к последней ориентировка (северо-западная) и асинхронность формирования свидетельствуют скорее о его автономности. По своему пространственному положению Чукотский рифт может быть причислен к приарктической группе раздвиговых структур, хотя и от них отличается своей “магматичностью” и более молодым возрастом.

Приарктическая пассивная окраина континента испытывала в плиоцене слабодифференцированное, медленное, но расширяющееся по площади погружение. Этот процесс наиболее ярко проявился на побережье морей Лаптевых и Восточно-Сибирского в низовьях рек Яны, Индигирки и Колымы, где с плиоцена началось формирование обширного осадочного покрова, сложенного аллювиально-озерными, реке прибрежно-морскими терригенными осадками. В четвертичное время он далеко проник в глубь континента, в междуречье Индигирки и Колымы, достигнув предгорий Момского хребта. В Чукотском секторе арктического побережья аккумулятивная активизация и нивелировка рельефа в плиоцен-четвертичное время носили менее масштабный характер, наследуя бассейны миоценового осадконакопления в несколько расширенных границах.

На протяжении всего третьего этапа кайнозоя Приарктическая окраина Северо-Восточного региона, особенно ее восточная, чукотская, часть, неоднократно подвергалась кратковременным трансгрессиям моря, во время которых устанавливалась связь между Северным и Тихим океанами через Берингов пролив.

Биотическая событийность первого подэтапа достаточно полно воссоздается лишь по растительным остаткам. Животный мир в тафроценозах представлен фрагментарно и узколокально, что исключает возможность полномасштабных реконструкций его.

Позднекайнозойская флора обладала отчетливой, но последовательно ослабевающей преемственностью от тургайской флоры. В раннем плиоцене, когда вслед за позднемиоценовым климатическим пессимизмом произошло потепление климата [5], растительный покров повсеместно на Востоке России составляли лесные формации. На юге Дальнего Востока это были преимущественно хвойно-широколиственные леса, близкие по составу к лесам “позднетургайского” типа. На Северо-Востоке произрастали темнохвойные, хвойно-широколиственные леса, главными лесообразователями которых являлись ель, сосна, лиственница, береза, ольха.

С наступившим 2,4 млн лет назад похолоданием начался интенсивный распад площадных лесных формаций, сопровождавшихся существенным обеднением флористического состава. В растительном покрове наряду с обедненными лесами широкое распространение получают кустарниковые и открытые сообщества. В Дальневосточном регионе хвойно-широколиственные леса замещаются хвойными и хвойно-мелколиственными лесами с примесью широколиственных пород (*Corylus*, *Ulmus*, *Juglans*), роль которых возрастала в фазы относительного потепления. В раннем неоплейстоцене из дальневосточной растительности полностью исчезают экзотические для современной региональной флоры *Taxodiaceae*, *Tsuga*, *Carya*, *Pterocarya*, *Fagus*, *Castanea* и другие реликты тургайской флоры, и она обретает бореальный облик [26].

На Северо-Востоке, где со второй половины плиоцена установился очень суровый континентальный и субарктический климат, сопровождавшийся в приарктических районах развитием многолетней мерзлоты [45], существовали тундрово-степные, лесотундровые и тундровые ландшафты с мелколистно-кустарниковой и травянистой растительностью.

Картину континентальной биоты дополняют сведения о животном мире Северо-Восточного региона, в северной части которого (низовья Колымы, Яны,

Индибирки, Омолоя) находятся крупнейшие захоронения костных остатков млекопитающих. По ним реконструируются тундрово-степные биоценозы, доминантами которых среди животных были гигантские лошади группы “*stenonis*”, архаичные овцебыки, широколобые лоси, исчезнувшие из фауны Евразии и Америки на рубеже раннего и среднего неоплейстоцена. Менее многочисленной была популяция бизонов и мамонтов. Кроме этих гигантов на обширной приморской равнине обитали волки, медведи, пещерные кошки, зайцеобразные и мелкие грызуны, в том числе обыкновенные и копытные лемминги [45, 46].

Достаточно разнообразной на Северо-Востоке была и фауна насекомых, представленная в тафоценозах преимущественно жуками тундрового, таежного и степного ландшафтно-экологических комплексов. С конца плиоцена в составе энтомофауны заметную роль играют криоксерофитные формы, отражающие становление специфического тундрово-степного ландшафта [18]. В Дальневосточном регионе фаунистические тафоценозы поднего плиоцена–раннего неоплейстоцена пока не известны.

Рубеж первого и второго подэтапов третьего этапа отмечен региональным перерывом в осадконакоплении, ландшафтными перестройками и существенными био-климатическими изменениями. Со среднего неоплейстоцена намечается ослабление тектонической активности, сопровождавшееся некоторым расширением озерных и аллювиально-озерных фаций при одновременном сокращении аккумулятивных бассейнов.

На Дальнем Востоке стабильное осадконакопление в конце неоплейстоцена и в голоцене сохранялось в пределах Западно-Сихотэалинской рифтогенной системы, выраженной в современном рельефе (включая сопредельную территорию Китая) Ханкайской, Сунгарии-Среднеамурской низменностями и речными долинами Нижнего Приамурья и Западного Приохотья.

В Амуро-Зейской впадине в конце раннего неоплейстоцена режим медленного прогибания сменился слабыми восходящими движениями, что привело к сокращению площади осадконакопления и превращению обширной аккумулятивной равнины в денудационную.

Вдоль Япономорского побережья пролегал узкая зона прибрежно-морской аккумуляции с расчлененным рельефом, где в режиме чередующихся трансгрессивных и регрессивных фаз формировался полифациальный комплекс осадков [19]. Морские трансгрессии четвертичного времени не проникали далеко в глубь континента, ограничиваясь небольшими заливами в узкой прибрежной полосе;

положение береговой линии было близким к современному [21].

Остальная, большая, часть Дальневосточного региона испытывала дифференцированные восходящие движения, в ходе которых в сочетании с экзогенными процессами был окончательно оформлен современный горный рельеф, в общих чертах унаследованный от неогена. Аккумулятивная деятельность в горных районах ограничивалась руслами рек, а также склонами и подножьями гор (элювий, делювий, коллювий).

Дальневосточный регион в четвертичное время вплоть до настоящего времени характеризуется повышенной сейсмичностью, с мощностью землетрясений в 5–6 баллов (Восточный Сихотэ-Алинь), 7 баллов (Южное Приморье) и 8 баллов (Джагдинский и Тукурингрский хребты). С землетрясениями связано образование специфических сейсмогравитационных структур, обычно приуроченных к долгоживущим узлам повышенной тектоно-магматической активности [11, 30].

На Северо-Востоке с начала второй фазы позднекайнозойского этапа (средний неоплейстоцен) геодинамическая обстановка определялась сжатием литосферы, с чем было связано затухание рифтогенеза и общее поднятие территории. Тем не менее, глубинная энергетика в пределах отмирающих рифтовых систем вплоть до наших дней остается еще достаточно высокой, что находит подтверждение в ряде геофизических параметров, а также в наличии здесь незамерзающих подземных источников, наледей и позднеплейстоценового вулкана Балаган-Тас с хорошо сохранившимися конусом и потоками щелочных базальтоидов [35, 40].

С процессами сжатия, сменившими в среднем неоплейстоцене режим растяжения, связано образование крупнейшего сейсмического линеамента – пояса Черского, пересекающего регион по диагонали от моря Лаптевых до Охотского моря и соединяющего сейсмоактивные зоны Арктики и Тихого океана, а также наблюдаемых на всем его протяжении складчатых и разрывных дислокаций кайнозойских отложений [35]. Центральное звено сейсмического пояса с эпицентрами землетрясений мощностью до 8 баллов примыкает с юго-запада к слабо сейсмичной Момской рифтовой долине. Характер их взаимоотношений интерпретируется неоднозначно. Одни связывают сейсмичность с развитием рифта [6, 27], другие отрицают эту связь [35]. Тем не менее, пространственно-временная сопряженность между сейсмическим поясом и рифтом очевидна. Они оба являются сопредельными структурами

зоны сочленения Евразийской и Североамериканской литосферных плит.

На фоне общего поднятия исключение составляла полоса приарктических низменностей, которая в среднем неоплейстоцене видимо еще испытывала слабое погружение, сопровождавшееся накоплением маломощных (5–40 м) аллювиальных, аллювиально-озерных, локально – прибрежно-морских осадков. Однако в позднем неоплейстоцене и здесь наметилась тенденция к поднятию, что зафиксировано в Яно-Колымской низменности формированием гетерогенного породного комплекса с преобладанием осадков наземно-субаэрального происхождения (почвы, лесовидные образования с признаками высокой льдистости – едомная свита), а на побережье Чукотского моря (Валькарайская и Ванкаремская впадины) – сменой прибрежно-морских осадков континентальными.

В горных и горно-возвышенных районах осадконакопление в основном было приурочено к речным долинам, где оно запечатлено в строении террасового комплекса. В “холодные” эпохи неоплейстоцена имели место процессы ледниковой и водно-ледниковой аккумуляции.

Биотическая специфика заключительного подэтапа позднего кайнозоя во многом определялась колебательным характером в целом умеренно-холодного климата. Холодные фазы в горных районах сопровождалась оледенениями, из которых максимальное приходится на конец позднего неоплейстоцена. Наиболее широкое распространение ледниковые образования, преимущественно горно-долинные ледники, имели на Северо-Востоке, тогда как на Дальнем Востоке достоверные следы позднеплейстоценового оледенения известны лишь в высокогорных районах [39].

Ритмическое чередование холодных и относительно теплых климатических фаз сопровождалось смещением границ растительных поясов и формаций, что приводило к ландшафтным перестройкам. На Северо-Востоке, где уже в плиоцен-раннечетвертичное время в качестве зональных установились тундровый и лесотундровый типы растительности, в эпохи похолодания широкое распространение имели тундрово-степные ландшафты с криоксеротической фауной насекомых. Максимального развития они достигли в позднем неоплейстоцене. В эпохи потепления преобладали лесотундровые и даже северотаежные ландшафты при резком сокращении тундрово-степных ценозов, мигрировавших к северу. Интенсивное разрушение последних произошло в голоцене, когда сформировался современный ландшафтный облик региона [18].

На Дальнем Востоке холодные фазы отмечены развитием светлохвойных лиственничных и лиственнич-

но-березовых лесов, ерников и ольшаников – на севере, темнохвойной тайги с примесью широколиственных пород – на юге. Фазы потепления (влажный умеренно холодный климат) характеризуются широким развитием темнохвойных лесов – на севере, широколиственных лесов, состоящих из современных видов манчжурской флоры, – на юге и лесостепных ландшафтов на Ханкайской равнине [20, 26].

На рубеже раннего и среднего неоплейстоцена существенно изменился облик наземной фауны, в первую очередь за счет крупных млекопитающих. Начавшееся в это время последовательное сокращение тундрово-степных ландшафтов с относительно твердыми грунтами сопровождалось замещением гигантских архаичных (стеноновых) лошадей с длинными тонкими конечностями более прогрессивными их формами – лошадьми кабалоидной группы, лучше приспособленными для обитания в изменившихся природных условиях. С этого же времени резко сокращается популяция овцебыков, место которых в доминантной группе занимают бизоны, практически исчезает широколобый лось, но широко по площади расселяются мамонты и северные олени.

В среднем–позднем неоплейстоцене эти животные были широко расселены на обширных просторах Северо-Восточной Азии, достигая южных районов Приморья, а в регрессивные фазы по Беренгийскому “мосту” мигрировали на Северо-Американский континент. Этим же путем около 20–28 тыс. лет назад туда, вероятно, переселился и человек (предки палеоиндейцев) [45]. На рубеже позднего плейстоцена и голоцена произошло “великое” вымирание крупных плейстоценовых животных Северо-Восточной Азии, в качестве вероятной причины которого рядом исследователей рассматривается замещение криоксеротических ландшафтов современными (облесение, сокращение травянистых пастбищ, усиление заболоченности и водонасыщенности грунтов).

Ландшафтно-климатическая цикличность плейстоцена на Северо-Востоке сопровождалась чередованием во времени криоксеротических и криогигротических комплексов насекомых. В голоцене в связи с разрушением тундрово-степных ценозов происходит обеднение энтомофауны, главным образом за счет выпадения степных и луговых видов [18].

Морские экосистемы северного побережья Чукотки, в трансгрессивные фазы распространявшиеся на узкие прибрежные полосы Охотоморского и Японморского побережий, реагировали на климатические флюктуации изменением количественных соотношений тепловодных и холодноводных форм среди диатомей, фораминифер и моллюсков, при подавляющем доминировании современных видов.

В заключение отметим, что с позиций геологической цикличности кайнозой вкупе с поздним мелом представляет последний, еще не заверченный, мегацикл в развитии Земли, нижняя граница которого отмечена существенными преобразованиями биосферы. Мегацикл имеет регрессивную направленность, выразившуюся в последовательном сокращении морских бассейнов при подавляющем доминировании режима континентального осадконакопления, вулканизма и тектогенеза. Для него характерно некоторое несовпадение рубежей биотической и абиотической событийности, из которых первые отличаются большей стабильностью и имеют трансрегиональный статус, тогда как вторые в большей степени отражают региональную специфику геологической динамики.

ЛИТЕРАТУРА

- Ахметьев М.А. Кайнозойские флоры Восточного Сихотэ-Алиня. М., 1988. 48 с.
- Варнавский В.Г. Палеогеновые и неогеновые отложения Среднеамурской впадины. М.: Наука, 1971. 160 с.
- Варнавский В.Г. Корреляция геологических событий (на примере палеогена и неогена Тихоокеанского региона). М.: Наука, 1985. 145 с.
- Варнавский В.Г., Малышев Ю.Ф. Восточно-Азиатский грабеновый пояс // Тихоокеан. геология. 1986. № 3. С. 3–13.
- Гладенков Ю.Б., Баринов К.Б., Базилян А.Э., Детальная стратиграфия плиоцена Восточной Камчатки // Изв. АН СССР. 1991. Сер. геол. № 1. С. 126–128.
- Грачев А.Ф. Момский материковый рифт (Северо-Восток СССР) // Геофизические методы разведки в Арктике. 1973. Вып. 8. С. 56–75.
- Грачев А.Ф., Блюмштейн Э.И. Проблемы вулканизма рифтовых областей Земли // Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1974. С. 74–81.
- Жерихин В.В. Олигоценные зерновки и долгоносики (Coleoptera: Bruchidae, Curculionidae) с реки Большая Светловодная (Северное Приморье) // Кайнозой Дальнего Востока. Владивосток, 1989. С. 145–150.
- Заклинская Е.Д., Братцева Г.М., Красилов В.А. О палинофлоре стратотипа цагаянской свиты // Палеоботаника на Дальнем Востоке. Владивосток, 1977. С. 28–31.
- Зырянов Е.В., Лаухин С.А., Полякова Е.И. Морские диатомы и палинокомплексы миоцена Восточной Чукотки // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 4. С. 97–105.
- Ивашинников Ю.К. Некоторые динамические аспекты рельефообразования и рифтогенеза Амуро-Байкальской зоны // Экзогенное рельефообразование на Дальнем Востоке. Владивосток, 1985. С. 42–51.
- Камаева А.М. Стратиграфия и флора пограничных отложений мела и палеогена Зейско-Буреинской впадины. Хабаровск, 1990. 67 с.
- Красилов В.А. Цагаянская флора Амурской области. М.: Наука, 1976. 92 с.
- Красилов В.А. Меловой период: Эволюция земной коры и биосферы. М.: Наука, 1985. 240 с.
- Красилов В.А. Кайнозой Дальнего Востока: Геодинамическая схема, опорные разрезы, флорогенез // Кайнозой Дальнего Востока. Владивосток, 1989. С. 23–33.
- Кириллова Г.Л. Сравнительная характеристика внутриконтинентальных рифтовых бассейнов Восточной Азии: Сунляо и Амуро-Зейской // Тихоокеан. геология. 1994. № 6. С. 33–54.
- Кириллова Г.Л., Лю Чжаоцзюнь, Ван Сымин, Варнавский В.Г., Крапивенцева В.В. Стратиграфическая корреляция верхнемезозойских – кайнозойских разрезов Среднеамурского (Саньцзян) осадочного бассейна // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 6. С. 82–103.
- Киселев С.В. Позднекайнозойские жесткокрылые Северо-Востока Сибири. М.: Наука, 1981. 115 с.
- Короткий А.М., Ремизовский Л.П., Караулова Л.П. и др. Палеомагнитная характеристика опорного разреза континентальных четвертичных отложений юго-восточного Приморья // Морфоструктура и палеогеография Дальнего Востока. Владивосток, 1979. С. 123–130.
- Короткий А.М., Караулова Л.П., Ромашкова Н.С. Озерные трансгрессии и режим позднекайнозойского осадконакопления в Уссури-Ханкайской депрессии // Геолого-геоморфологические конформные комплексы Дальнего Востока. Владивосток, 1980. С. 162–181.
- Кулаков А.П., Пушкарь В.С. Материковая окраина юга Дальнего Востока в антропогене (главные черты развития) // Рельеф и рыхлые отложения Приморья и Приамурья. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 41–62.
- Лаврухин Ю.А., Алексеев М.Н. Позднекайнозойские палеоклиматические события в Арктическом океане // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1, № 6. С. 48–52.
- Лаухин С.А. Первые следы климатов кайнозойского оледенения на северо-востоке Азии // Докл. АН СССР. 1986. Т. 291, № 6. С. 1445–1449.
- Маркевич В.С., Болотский Ю.Л., Бугдаева Е.В. Кундурское местонахождение динозавров в Приамурье // Тихоокеан. геология. 1994. № 6. С. 96–107.
- Маркевич В.С., Бугдаева Е.В. Флора и корреляция слоев с остатками динозавров российского Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 6. С. 114–124.
- Махова Ю.В. Флора неогена и плейстоцена среднего Амура по палинологическим данным // Вест. МГУ. Сер. географ. 1970. № 6. С. 75–81.
- Мокшанцев К.Б., Горнштейн Д.К., Гусев Г.С. и др. Тектоника Якутии. Новосибирск.: Наука, 1975. 198 с.
- Найдин Д.П., Похиалайнен В.П., Кац Ю.С., Красилов В.А. Меловой период. Палеогеография и палеоокеанология. М.: Наука, 1986. 261 с.
- Натальин Б.А., Черныш С.Г. Типы и история деформаций осадочного выполнения и фундамента Среднеамурской впадины // Тихоокеан. геология. 1992. № 6. С. 43–61.
- Олейников А.В. Палеосейсмические дислокации в Среднем Сихотэ-Алине // Экзогенное рельефообразование на Дальнем Востоке. Владивосток, 1985. С. 51–65.
- Павлюткин Б.И., Боровский А.Д., Белянкина Н.И. Нижний плейстоцен Приморья // Стратиграфия и корреляция четвертичных отложений Азии и Тихоокеанского региона. М.: Наука, 1991. С. 73–80.
- Павлюткин Б.И. Неогеновые красноцветы Приморья // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 2. С. 119–125.

33. Палеоген и неоген Северо-Востока СССР. Якутск, 1989. 182 с.
34. Пан В.П., Сорокин А.П. Геотектонический режим формирования меловых-палеогеновых отложений чехла Амуро-Зейской депрессии // Осадочные формации нефтегазоносных областей Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975. С. 129–137.
35. Парфенов Л.М., Кузьмин Б.М., Гриненко О.В. и др. Геодинамика сейсмического пояса Черского // Вулканология и сейсмология. 1988. № 1. С. 75–89.
36. Попова С.М. Кайнозойская континентальная малакофауна юга Сибири и сопредельных территорий. М.: Наука, 1981. 188 с.
37. Природа и древний человек (основные этапы развития природы палеотического человека и его культуры на территории СССР в плейстоцене). М.: Мысль, 1981. 221 с.
38. Развитие флор на границе мезозоя и кайнозоя. М.: Наука, 1977. 130 с.
39. Решения Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Востока СССР (Магадан. 1982). Магадан. 1987.
40. Структура и эволюция земной коры Якутии. М.: Наука, 1985. 248 с.
41. Уткин В.П. Геодинамические условия тектономагматической активизации Сихотэ-Алиня // Тихоокеан. геология. 1984. № 6. С. 37–47.
42. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1989. 165 с.
43. Уткин В.П. Горст-аккреционная система, рифто-грабены и вулcano-плутонические пояса юга Дальнего Востока России. Ст. 2. Вулcano-плутонические пояса: структурно-вещественные характеристики и закономерности формирования // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16. № 6. С. 58–79.
44. Шанцер А.Е., Челебаева А.И., Краевая Т.С. Стратиграфический перерыв в палеогене Северо-Западной Камчатки // Корреляция кайнозойских толщ Дальнего Востока. Ч. 1. М., 1985. С. 19–44.
45. Шер А.В. Млекопитающие и стратиграфия плейстоцена крайнего Севера-Востока СССР и Северной Америки. М.: Наука, 1971. 310 с.
46. Шер А.В., Вирина Е.И., Зажигина В.С. Стратиграфия, палеомагнетизм и фауна млекопитающих плиоцен-нижне-четвертичной толщи в низовьях Колымы // Докл. АН СССР. 1977. Т. 234, № 5. С. 1171–1174.

Поступила в редакцию 5 апреля 2006 г.

Рекомендована к печати Л.И. Попеко

L.A. Baskakova

The events and stages of geologic development of the continental part of eastern Russia in the Cenozoic

Based on bio-climatic, tectono-magmatic, and morphostructural properties, the Cenozoic is divided into three stages: Early Paleogene (Danian-Early Eocene), Paleogene-Neogene (Middle Eocene-Miocene), and Late Neogene-Quaternary. Each of the stages is divided into two substages; the first two have distinct features inherited from the preceding stage. The inheritance is most vivid in flora composition.

The first stage is generally characterized by inheritance in many parameters from the Late Cretaceous manifested in the areal constraints imposed on sedimentation, wide distribution of weathering crusts, and significant involvement of Late Cretaceous elements in flora composition. The boundary between the first and the second stage is marked by tectono-magmatic activation and a transregional hiatus in sedimentation.

The second stage is distinguished by 1) wide manifestation of intra- and marginal-continental rifting with a complex phasic character and asynchronous foundation and formation of such large structures as the West Sikhote-Alin and Moma rift systems; 2) multistep expansion of accumulative areas of different morphostructural belonging; 3) intensification of the regional specific character (structural-tectonic, litho-facial, and magmatic); 4) intense basal volcanism, and commercial coal formation in the Far East region.

The first substage of the second stage (Middle-Late Eocene) is noted for climatic optimum and rich subtropical vegetation with Early Paleogene relics. The second substage (Oligocene-Miocene) is distinguished by the directional oscillatory character of climatic variations, a warm-moderate coniferous – broad-leaved type of flora, and wide development of lacustrine facies in the Oligocene, particularly in the south of the Far East.

The third stage. Its lower boundary is asynchronous in the Far East (Miocene-Pliocene) and northeastern (Middle-Late Miocene) regions. From the beginning of the third stage a “glacial” type of climatic variations with frequent alternation of cold and relatively warm phases sets in. The destruction of Turgaiskaya flora occurs, and the present-day landscape-biotic aspect of the region is formed. Rapid evolution of small and large mammals is noted (north-eastern part). An extensive sedimentary cover is formed in the Arctic margin of the continent. In the middle of the Neopleistocene rifting extinguishes, and the processes of lithospheric compression intensify. At the boundary of the Pleistocene and Holocene mammoth extinction is noted.

Key words: biota, climate, tectonics, magmatism, Cenozoic, stagewise charater, eastern Russia