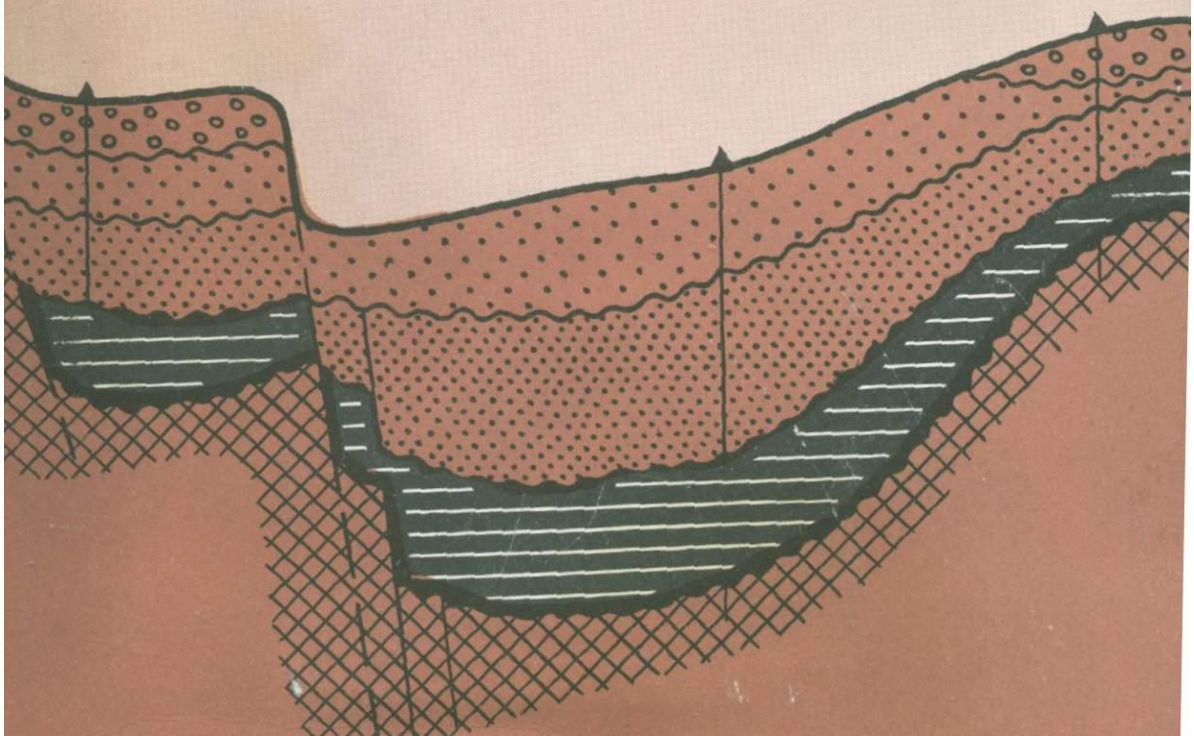
В. Г. ВАРНАВСКИЙ

КОРРЕЛЯЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
Институт тектоники и геофизики

В.Г. ВАРНАВСКИЙ

КОРРЕЛЯЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ

(на примере палеогена и неогена Тихоокеанского региона)

Ответственный редактор
академик Ю.А. КОСЫГИН

4419

МОСКВА
"НАУКА"
1985

Геологических Наук АН Арм.ССР Библиотека

УДК 551.3.051; 551.78.02/571.6+265/

Варнавский В.Г. ***Корреляция геологических событий (на примере палеогена и неогена Тихоокеанского региона).*** — М.: Наука, 1985.

Описывается методика выделения и корреляции геологических событий. Дается детальный анализ геологических событий палеогена и неогена юга Дальнего Востока по интервалам времени: палеоцен, эоцен, олигоцен, ранний—средний миоцен, поздний миоцен, плиоцен и по рубежам между ними, сравнительный анализ геологических событий, происходивших на рубежах палеогена и неогена на континентах и в акватории Тихоокеанского региона. На основе этого анализа делается вывод о существовании глобальных импульсов тектоно-магматической активизации, о различии форм и интенсивности их проявления в сравниваемый отрезок времени.

Рецензенты:
Г.М. Власов, А.М. Смирнов, М.А. Михайлов

Виталий Георгиевич Варнавский
КОРРЕЛЯЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ
(на примере палеогена и неогена Тихоокеанского региона)

Утверждено к печати Институтом тектоники и геофизики Дальневосточного научного центра Академии наук СССР

Редактор *Л.А. Антоненко.* Редактор издательства *М.А. Яценко*
Художник *С.Б. Генкина.* Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*
Технический редактор *О.В. Аредова.* Корректор *Т.И. Шеповалова*

Набор выполнен в издательстве на электронной фотонаборной системе

ИБ N 31030
Подписано к печати 15.07.85.Т — 01169.Формат 70×100 $^{1}/_{16}$
Бумага для глубокой печати. Гарнитура Таймс.Печать офсетная.Усл. печ.л. 11,7+1,0 вкл.
Усл.кр.-отт. 13,0. Уч.-изд.л. 15,3. Тираж 650 экз. Тип. зак. 551. Цена 2р.30к.
Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"
199034, *Ленинград* В-34, 9-*я линия*, 12

В $\frac{1904030000-408}{042(02)-85}$ 171-85—III

© Издательство "Наука", 1985 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Книга В.Г. Варнавского посвящена одной из фундаментальных проблем в геологии — проблеме непрерывности или прерывистости тектонических движений, глобальности их распространения в коррелируемый отрезок времени. Интерес к этой проблеме был постоянным, но особенно обострился к настоящему времени, в период интенсивного накопления информации (особенно об океанических областях), на базе которой стало возможным широко развернуть научные исследования по международной программе геологической корреляции.

В реконструкциях геологических событий автор исходил из положения о том, что в каждом элементе статической системы зашифрован определенный показатель палеодинамики, геологических событий прошлого. Построив свои исследования методологически от частного к общему, последовательно переходя от системы "скважина (разрез)—осадочный бассейн" к системе "континент—планета", он детально изучил последовательный ход геологических событий в палеогене и неогене на территории юга материковой части Дальнего Востока, сравнил формы, интенсивность и последовательность проявления этих событий с последовательностью геологических событий сопредельных регионов Сахалина, Японии, Кореи, Северо-Востока СССР, севера Тихого океана.

Установленная автором для советского Приамурья и Приморья согласованность геологических процессов по типу и направленности развития (на фоне общей сложности строения этой площади и дифференцированности становления), коррелятность палеогеновых и неогеновых геологических событий этой территории с геологическими событиями смежных регионов имеет большое значение для дальнейшего совершенствования стратиграфии палеогеновых и неогеновых отложений внутриматериковых впадин Дальнего Востока, выбора наиболее рентабельных методов поисков связанных с ними полезных ископаемых.

В книге В.Г. Варнавского читатель найдет разработки, которые подтверждают наличие импульсов тектоно-магматической активности, укладывающихся в схему фаз складчатости Г. Штилле, а также не имеющих места в его канонах.

Небезынтересным для читателя будет проведенный в работе анализ геологических событий на рубеже палеогена и неогена для Тихого, Индийского, Атлантического океанов и обрамляющих их континентов (Европа, юг Азии, Африка, Австралия, Северная и Южная Америка), сделанный им вывод о глобальности и разной форме проявления импульсов тектоно-магматической активности, о возможной природе так называемых нейтральных зон. Блочный характер размещения зон с различной формой и интенсивностью проявления геологических событий на рубеже палеогена и неогена в области океанических плит ставит ряд вопросов относительно природы этой блочности, структуры океанических плит, сходства их структур со структурами континентов.

Академик *Ю.А. Косыгин*

ВВЕДЕНИЕ

Проблема непрерывности или прерывистости тектонических движений и возможности выделения всеобщих глобальных импульсов тектонической и магматической активности является одной из фундаментальных проблем геологии.

В настоящее время нет единого представления о характере импульсов тектоно-магматической активности. Одни исследователи считают, что не существует глобального ритма движений и процессы тектогенеза имеют региональный характер, тектонические же движения развиваются непрерывно. Другие исследователи, наоборот, считают, что в тектонической жизни Земли значительная или даже определяющая роль принадлежит глобальным процессам, в том числе кратковременным глобальным импульсам повышенной тектонической и магматической активности типа фаз или эпох тектогенеза.

Автор принимал участие в выполнении программы научно-исследовательских работ по проекту 107 Международной программы геологической корреляции "Глобальная корреляция эпох тектогенеза". Был проведен анализ распределения во времени и пространстве различных тектонических, магматических, седиментационных процессов в палеогене и неогене на юге материковой части Дальнего Востока — в Амурской области, Хабаровском и Приморском краях.

Эти процессы, которые можно объединить одним общим понятием — "геологические процессы", имеют глубокие корни. Они подвластны явлениям, происходящим в космическом пространстве, и в частности в нашей солнечной системе, они определяются всей предшествующей историей нашей планеты и физико-химическими (в широком смысле слова) процессами, происходящими в ее ядре, мантийном, коровом, поверхностном и околоповерхностном (воздушном) пространствах. Суммой этих влияний определяется характер тектонических процессов, тип осадконакопления, вулканизма и других геологических событий в каждой точке планеты.

В зависимости от ранга преобладающих сил развиваются события от местных (региональных) до глобальных. Обычно импульсы тектоно-магматической активности представляются в форме кратковременных актов (в планетарном масштабе — кратковременных фаз тектогенеза, фаз складчатости), которые чаще всего отождествляются с перерывами и несогласиями.

Участники исследований по проекту 107 МПГК (в том числе и автор) подходили к определению тектоно-магматических импульсов несколько шире, понимая под ними сложный комплекс явлений, в котором деформация или складчатость (в прямом смысле) представляется в качестве одного из элементов.

Дальний Восток отличается исключительно разнообразным и сложным строением. Это единственный район СССР, где мы видим последовательную смену самых древних геологических образований докембрийской и байкальской складчатости более молодыми палеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими комплексами. В наиболее молодой из них области кайнозойской складчатости на стыке с Тихоокеанской плитой и сейчас продолжаются процессы геосинклинального развития, следствием которых являются вулканизм и высокая сейсмичность

в области островных дуг, интенсивное осадконакопление в сопряженных с ними желобах, впадинах, прогибах.

В этих разнообразных структурных условиях на обширной территории и акваториях Востока СССР располагаются многочисленные впадины (осадочные бассейны и их фрагменты). Они разнородны по типу, размерам, строению и составу окружающих их областей денудации и структурному соотношению с ними. В этих сложных и разнообразных геологических условиях очень важно установить, коррелятны ли эти бассейны по направлению развития, имеются ли у них синхронные черты осадконакопления и вулканизма или каждый бассейн развивался своим путем, было ли геологическое развитие их непрерывным или прерывистым с активизацией на определенных этапах тектоно-магматических процессов, и если проявлялась эта активизация, то носила она местный (региональный) или глобальный характер.

От решения этих вопросов зависят: стратиграфические построения и, очевидно, детальность и методика геолого-съемочных, поисковых, разведочных работ и других геологических исследований; прогноз полезных ископаемых. Если развитие осадочных бассейнов было коррелятным, значит, состав палеогеновых и неогеновых отложений всех этих бассейнов менялся коррелятно и, значит, возможно создание унифицированной стратиграфической схемы, позволяющей выполнять более детальные геолого-съемочные, поисковые и другие работы с применением сходных методических схем исследования. Выявленные для одного или нескольких бассейнов рудоконтролирующие структурные, палеогеографические и другие критерии могут быть в этом случае применены для поисков полезных ископаемых и в других бассейнах. Естественно, всех этих возможностей не будет в случае обратного решения этих вопросов. Тогда каждый исследуемый бассейн потребует индивидуального методического подхода и дополнительных затрат труда и средств.

В глобальном масштабе решение этого вопроса послужит начальным этапом решения проблемы непрерывности или прерывистости тектонических движений и возможности выделения всеобщих глобальных импульсов повышенной тектоно-магматической активности (фаз и эпох тектогенеза). Необходимость решения этой проблемы остро чувствуется сейчас, когда благодаря крупным достижениям последних десятилетий в геотектонике происходят переосмысливание традиционных представлений и разработка новых концепций. Без ее решения нельзя правильно представить себе ход тектогенеза в глобальном масштабе, и следовательно, от ее решения в значительной степени зависит возможность дальнейшего прогноза синтезирующих геологических дисциплин, в первую очередь создание полноценной общей теории тектогенеза и базирующейся на ней общей теории формирования и размещения полезных ископаемых.Практическое применение результатов исследовния глобальности геологических событий (фаз и эпох тектоно-магматической активности) состоит в том, что по ним можно провести сопоставление фаз и эпох минерагенеза с тектоно-магматическими фазами и эпохами. Установление закономерных соотношений между ними важно для научного прогнозирования поисков полезных ископаемых.

В работе дается детальный анализ геологических событий юга материковой части Дальнего Востока по интервалам времени: палеоцен, эоцен, олигоцен, ранний—средний миоцен, поздний миоцен, плиоцен и по рубежам между ними; сравнительный анализ геологических событий на рубеже палеогена и неогена на континентах и в акватории Тихоокеанского региона и на других континентах планеты. На основе этого анализа делается вывод о существовании глобальных импульсов тектоно-магматической активности, о различии форм и интенсивности их проявления в исследуемый отрезок времени.

Геологические процессы, происходившие на поверхности и в недрах Земли, фиксируются в геологических новообразованиях, "следах" прошлого и настоящего,

порожденных этими процессами. Эти свидетели прошлого (тела осадочных и магматических пород, последовательность их наслоения, состав, структура, мощность, соотношение в разрезе и по латерали и др.) являлись той фактической основой, оригиналами статических систем геологического пространства, на базе которых реконструировались представления о геологических событиях. В этих реконструкциях автор исходил из положения о том, что в каждом элементе статической системы зашифрован определенный показатель палеодинамики, показатель геологических событий прошлого. Поэтому процедуре реконструкции геологических событий предшествовало выделение и описание элементов статической системы — признаков геологических событий, установления их соотношений, последовательности размещения в разрезе и по латерали.

Выделялись следующие элементы-признаки геологических событий: непрерывный, однообразный (одного типа) разрез осадочных образований, смена литологических комплексов (смена типа разреза, типа седиментации), относительное увеличение или уменьшение максимальной мощности осадочных толщ различного стратиграфического уровня, тип цикличности разреза, размывы локальные и повсеместные без несогласия, со слабо и резко выраженными несогласиями, наличие в разрезе "мусорных пород", галечников, магматизм эффузивный (кислый, средний, основной), смена типа эффузивного магматизма, интрузивный магматизм.

Исследования выполнялись в три этапа. На первом этапе выявлялись элементы-признаки по разрезам для отдельных осадочных бассейнов (впадин). Корреляцией и сравнительным анализом определялись общие для бассейна формы проявления геологических событий, их последовательность, интенсивность проявления; строился сводный разрез (или несколько типичных разрезов для разных участков крупных впадин), привязанный к общей стратиграфической шкале и отражающий этапность палеогенового и неогенового осадконакопления. Привязка разреза к общей стратиграфической шкале осуществлялась по комплексу признаков — преимущественно на основе палеоботанических данных (ископаемые остатки растений, споры и пыльца), состава ископаемых остатков пресноводной фауны, диатомей, определения абсолютного возраста пород К—Ar-методом, корреляции палеоботанических комплексов, литолого-фациальных особенностей (с соответствующими параметрами) палеогеновых и неогеновых отложений Сахалина и Японии, имеющих привязку к международной стратиграфической шкале.

На втором этапе работ выполнялся межбассейновый сравнительный анализ элементов-признаков геологических процессов, их корреляция; корреляция установленных для каждого бассейна этапов осадконакопления и вулканизма, выявленных импульсов тектоно-магматической активности. Для осуществления этого анализа строилась схема стратиграфической корреляции разрезов осадочных бассейнов с вынесенными на них элементами-признаками геологических событий, форм и интенсивности проявления тектонических движений и магматизма, составлялись карты геологических событий для отдельных интервалов времени палеогена и неогена и рубежей между ними.

В результате этого анализа были получены данные о наличии (или отсутствии), повсеместности (или локальности) проявления этапов осадконакопления и вулканизма, пространственном и временно́м соотношении различных этапов осадконакопления и вулканизма палеогена и неогена юга материковой части Дальнего Востока, периодичности тектонических процессов различного порядка, фазах (эпохах) тектогенеза.

Содержанием работ третьего, заключительного, этапа были межрегиональный сравнительный анализ и сопоставление установленных в Приамурье и Приморье импульсов тектоно-магматической активности с импульсами сопредельных территорий Дальнего Востока, континентов и акваторий Тихоокеанского бассейна и мира.

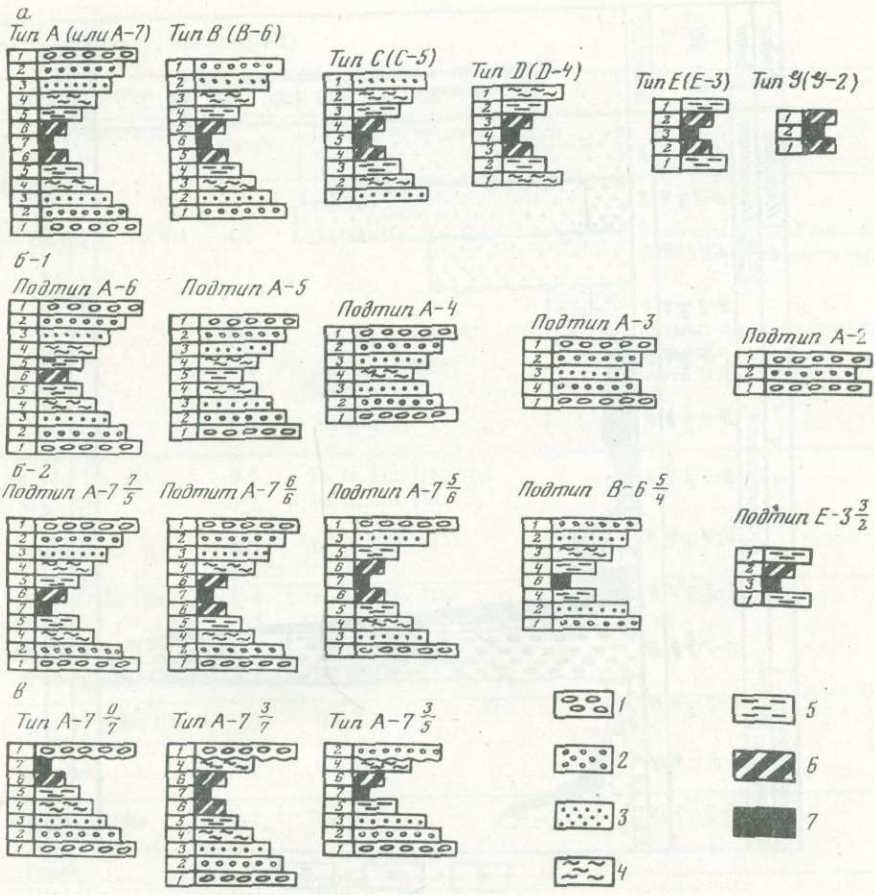


Рис. 1. Принципиальная схема строения элементарных циклов (ЭЦ): полных (*а*), редуцированных (б-1, б-2) и сокращенных, размытых (*в*)

1 — галечник; *2* — гравийник; *3* — песок; *4* — алеврит; *5* — глина; *6* — глина углистая; *7* — уголь. Типы ЭЦ см. в табл. 1

Для корреляции и сравнительного анализа динамики палеогенового и неогенового осадконакопления во впадинах юга материковой части Дальнего Востока автором проводились исследования цикличности строения разрезов. В работе применен разработанный автором принцип типизации и номенклатуры циклов.

При выделении элементарных циклов (ЭЦ) и их типизации, при построении циклограмм автор учел опыт выделения и классификации типов циклов Н.Б. Вассоевича [1948], В.К. Дмитриевой, К.А. Вологновича [1958], И.А. Вылцан [1974] и др. Циклы различаются по составу, структуре и мощности. В континентальных осадочных толщах Приамурья и Приморья набор элементов в полном элементарном цикле первого порядка слагается из галечника (условный индекс I*а*), гравийника (I*в*), песка (I*с*), алеврита (II*а*), глины (II*в*), углистой глины (III*а*) и угля (III*в*).

Элемент ЭЦ, залегающий в основании цикла, называется базовым. В зависимости от того, какой элемент цикла является базовым, определяется тип цикла. Так, базовым элементом полного цикла типа *А* является галечник, а сам цикл называется галечниково-глинистым угленосным; соответственно, для цикла *В* — гравийник (гравийно-глинистый угленосный), *С* — песок (песчано-глинистый угленосный), *D* — алеврит (алеврито-глинистый угленосный), *Е* — глина (глинистый угленосный), *G* — глина углистая (глинисто-углистый).

Цикл является полным, если он замыкается (сверху) элементом, идентичным

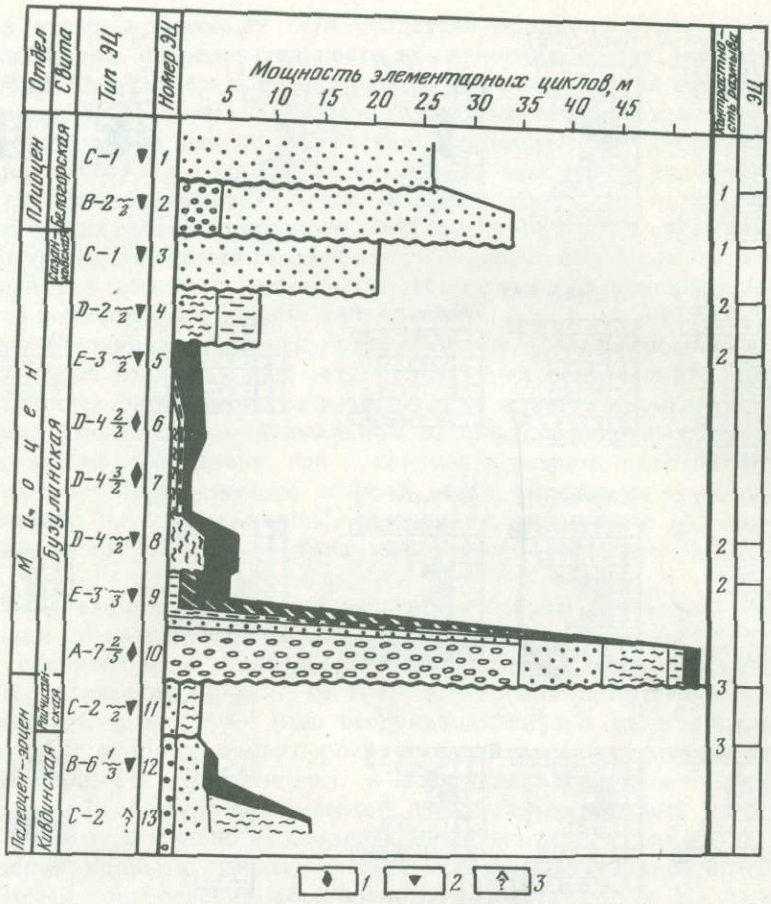


Рис. 2. Циклограмма разреза палеогеновых и неогеновых отложений, скв. 66 Ушумунской впадины

1—3 — циклы: *1* — полный, *2* — сокращенный, размытый, *3* — вскрытый скважинами в верхней части и не изученный в нижней. Остальные условные обозначения см. на рис. 1

базовому, и содержит в нижней и верхней частях весь промежуточный набор элементов без пропусков (рис. 1, 2). Если же в нижней или верхней частях ЭЦ отсутствует один или несколько элементов, он относится к разряду (подтипу) упрощенного (редуцированного).

Полные и редуцированные ЭЦ относятся к группе цельных, конседиментационных. Кроме них, выделяются ЭЦ сокращенные (размытые), когда один или несколько верхних элементов ЭЦ оказываются размытыми и базовой элемент (слой) вышележащего цикла ложится на верхний элемент рассматриваемого ЭЦ с размывом (см. рис. 1).

Нередко в разрезе осадочной толщи отмечаются пачки частого переслаивания смежных литологических разностей пород с постепенными незаметными переходами. Автор условно выделил их в тип *Н* — "озерно-аллювиальный флишоид". Выделяются песчаные, алевритовые, песчано-галечниковые, песчано-гравелистые ЭЦ типа *Н*. В особый тип *К* выделены также ЭЦ, основания которых (нижний их член) представлены мусорной породой (беспорядочное, несортированное смешение глинистого, песчаного, гравийного, дресвяного и нередко щебнистого материала).

На табл. 1 дана схема типизации ЭЦ по составу и структуре. Разумеется, учет всех случаев разнообразного сочетания элементов весьма усложнил бы ти-

Таблица 1

Типы элементарных циклов [ЭЦ]

Полные			Редуцированные		Сокращенные
Тип	Состав, базовый элемент ЭЦ	Подтип	Состав нижней половины цикла	Подтип	Состав
A	Ia, Iв, Ic, IIa, IIв, IIIa, IIIв галечник	*A*-6	Ia, Iв, IIc, IIa, IIв	$A\text{-}7\frac{3}{7}$	Размыты четыре верхних элемента верхней части ЭЦ
		A-5	Ia, Iв, Ic, IIa, IIв	$A\text{-}5\frac{4}{5}$	Размыт один верхний элемент верхней части ЭЦ
		A-4	Ia, Iв, Ic, IIa		
		A-3	Ia, Iв, Ic		
		A-2	Ia, Iв		
B	Iв, Ic, IIa, IIв, IIIa, IIIв	*B*-5	Iв, Ic, IIa, IIIв, IIIa		
		B-4	Iв, Ic, IIa, IIв		
	гравийник	*B*-3	Iв, Ic, IIa		
		B-2			
C	Ic, IIa, IIв, IIIa, IIIв	*C*-4	Ic, IIa, IIв, IIIa		
		C-3	Ic, IIa, IIв		
	песок	*C*-2	Ic, IIa		
D	IIa, IIв, IIIa, IIIв	*D*-3	IIa, IIв, IIIa		
	алеврит	*D*-2	IIa, IIв		
E	IIв, IIIa, IIIв	*E*-2	IIв, IIIa		
	глина				
G	IIIa, IIIв	*G*-1	IIIв,		
	глина углистая				
H	Переслаивание смежных типов пород с постепенными переходами	*H*-1	Ia, Iв, Ic, (Ia, Iв) (Iв, Ic) (грубый "флишоид")		
		H-2	IIa, IIв (глинистый "флишоид")		
		H-3	Ia, (Iв, Ic), IIa (IIв) (песчано-глинистый «флишоид")		
K	ЭЦ с "мусорной" породой в основании				

пизацию. В частности, в группе редуцированных ЭЦ приведены примеры циклов, редуцированных за счет центральных наиболее тонкозернистых элементов (см. рис. 1, *б*-1). Но ведь из последовательного набора элементов ЭЦ могут выпадать и промежуточные звенья, причем как в нижней, так и в верхней части цикла (см. рис. 1, *б*-2). Многообразие таких ЭЦ очевидно, и автор счел целесообразным отнести их к редуцированным с выпадением промежуточных звеньев, не придавая им ранга типа или подтипа.

Элементарные циклы (циклы I порядка) различаются по мощности, выделяются циклы: тонкие — до 1 м, мелкие — до 10, средние — до 100, крупные —

более 100 м. ЭЦ группируются в макроциклы — группы циклов одинакового состава и структуры. Группа макроциклов, отражающая определенный этап осадконакопления — последовательный ряд макроциклов от преимущественного развития ЭЦ группы *A* до преобладания ЭЦ группы *D* и *E*, объединена в мегацикл или этап. В дополнение к сказанному следует добавить, что в том случае, когда базовый элемент (слой) ЭЦ ложится на породы нижележащего цикла с размывом, он включается полностью в состав цикла. Начало цикла устанавливается по подошве этого элемента (слоя). Если же он имеет постепенный контакт с нижеи вышележащими элементами (слоями), тогда начало верхнего ЭЦ и конец (верхняя замыкающая часть) нижнего цикла условно проводятся по середине этого элемента (слоя).

В работе использованы материалы литолого-стратиграфических, фациальных исследований по палеогену и неогену Приамурья и Приморья как автора, так и многих других исследователей. Автор признателен сотрудникам лаборатории осадочных формаций Института тектоники и геофизики Г.С. Дунишенко, В.А. Плеханову, Т.Л. Карповой, П.Д. Малых, Л.Н. Алфировой, оказавшим помощь в подготовке к печати настоящей монографии.

Глава I

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ, СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ОБЛАСТЕЙ ПАЛЕОГЕНОВОГО И НЕОГЕНОВОГО ПОРОДООБРАЗОВАНИЯ

Бассейны палеогеновой и неогеновой седиментации и вулканизма широко распространены на территории Востока СССР, располагаются в различных структурных условиях его материковой части, акваторий окраинных дальневосточных морей и Тихого океана. В палеогеновый и неогеновый периоды территория была разделена (с запада на восток) на три области, резко различные по тектонической активности и истории геологического развития: докембрийской и палеозойской складчатости (платформы и срединные массивы), мезозойской складчатости, кайнозойской складчатости и современной геосинклинали. На рубеже двух последних областей располагается окраинно-материковый Восточно-Азиатский вулканический пояс, оказавший большое влияние на состав и условия формирования осадочных толщ сопредельных территорий. Палеогеновый и неогеновый вулканизм на разных этапах геологической истории с различной интенсивностью проявился и во внутренних частях указанных складчатых областей.

Приамурье и Приморье занимают южную, экономически наиболее развитую часть материка Востока СССР и включают в себя территорию Амурской области, Хабаровского и Приморского краев. Положение рассматриваемой территории в зоне перехода от жестких слабоподвижных платформенных массивов к тектонически активной молодой складчатой зоне обусловило разнообразие и исключительную сложность ее геологического строения. На ее западе располагается область докембрийской и байкальской складчатости (юго-восточная часть Сибирской платформы и сопряженная с нею на юге глыбовая зона Становика—Джугджура), образованная архейскими, протерозойскими и кембрийскими кристаллическими, метаморфическими и осадочными комплексами. Значительная площадь на западе рассматриваемой территории принадлежит жесткой малоподвижной области палеозойской складчатости (Бурейский и Ханкайский массивы северо-восточного выступа Китайской платформы), сложенной протерозойскими и нижнепалеозойскими извержениями и метаморфическими породами [Смирнов, 1963]. Восточную часть занимают Монголо-Охотская и Сихотэ-Алинская ветви преимущественно мезозойских сложнопостроенных сооружений Восточно-Азиатской складчатой области. Образованы они верхнепермскими, триасовыми, юрскими и меловыми осадочными, вулканогенными и метаморфическими породами. Еще восточнее на окраине материка располагается полоса вулканитов Восточно-Азиатского вулканогенного пояса, за которой вне пределов рассматриваемого региона простирается область кайнозойской складчатости (рис. 3).

В пределах этой сложнопостроенной территории известно более 70 внутриматериковых впадин, выполненных континентальными угленосными отложениями. Размещенные в различных геолого-структурных областях, они являлись своеобразными датчиками, регистрировавшими геолого-тектонические процессы. В по-

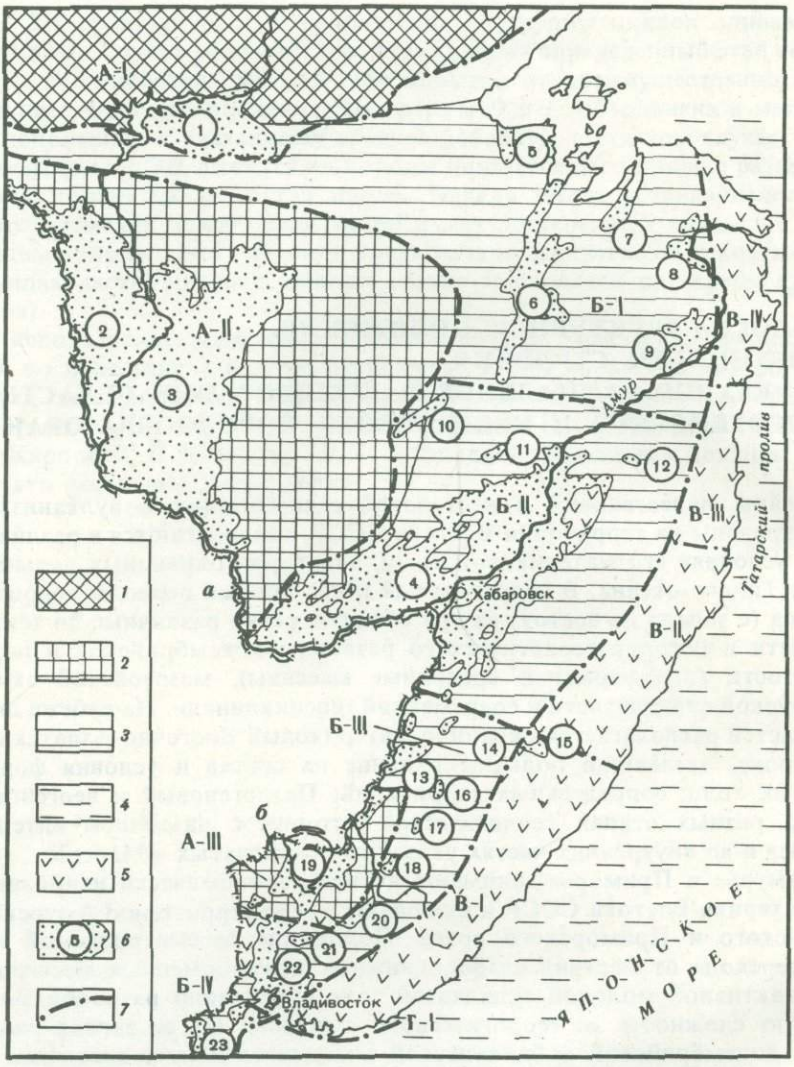


Рис. 3. Схема структурно-фациального районирования бассейнов палеогенового и неогенового осадконакопления юга материковой части Дальнего Востока

1—4 — области складчатости: *1* — докембрийской и байкальской (Сибирская платформа и глыбовая зона Становика—Джугджура), *2* — палеозойской (Буреинский и Ханкайский срединные массивы), *3* — позднепалеозойской и мезозойской, *4* — кайнозойской; *5* — Сихотэ-Алинская ветвь Восточно-Азиатского окраинно-материкового вулканического пояса; *6* — впадины (бассейны кайнозойского осадконакопления). Цифры в кружках (*1—23*) — впадины: *1* — Верхнезейская, *2* — Ушумунская, *3* — Зейско-Буреинская, *4* — Среднеамурская, *5* — Торомская, *6* — Тугуро-Нимеленская, *7* — Усолгинская, *8* — Нижнеамгунская, *9* — Нижнеамурская, *10* — Верхнеамгунская, *11* — Верхнекурская, *12* — Хунгарийская, *13* — Нижнебикинская, *14* — Алчанская, *15* — Верхнебикинская, *16* — Метеоритная, *17* — Малиновская, *18* — Хвищанская, *19* — группа Приханкайских впадин, *20* — Арсеньевская, *21* — Комаровская, *22* — Раздольнинско-Угловская группа впадин, *23* — Хасанская (Краскинская); *7* — границы структурно-фациальных зон. Структурно-фациальные зоны: А-I — Верхнезейская, А-II — Буреинского срединного массива, А-III — Ханкайского срединного массива, Б-I — Амгунь-Амурская, Б-II — Среднеамурская, Б-III — Западно-Сихотэ-Алинская, Б-IV — Хасанская, В-I — Ольга-Тернейская, В-II — Самаргинско-Ботчинская, В-III — Сюркумская, В-IV — Нижнеамурская, Г-I — Приморский шельф Японского моря

давляющем большинстве они имеют грабеноподобный тип строения, а наиболее крупные из них (Зейско-Буреинская, Среднеамурская и другие) — сложное блоковое строение и представляют собой сочетание многочленных грабенов и грабеноподобных погружений, разделенных горстами и поднятиями.

Строение впадин, состав, структура, мощность, условия залегания выполняю-

щих их отложений зависят от геолого-структурной обстановки и степени консолидации субстрата.

С учетом размещения областей палеогенового и неогенового породообразования, литологического и фациального составов палеогеновых и неогеновых образований, их мощностей произведено структурно-фациальное районирование территории.

На южной окраине глыбовой зоны Становика-Джугджура, на стыке ее с Монголо-Охотской ветвью Восточно-Азиатской складчатой области, выделяется Верхнезейская структурно-фациальная зона. В ее пределах описана одноименная впадина (см. рис. 3, *А*-I). По данным геофизических исследований и незначительного объема углепоискового бурения она представляет собой односторонний грабен широтной ориентации и с южной асимметрией. Выполнена впадина континентальными песчано-глинистыми угленосными отложениями мощностью до 700 м. Угли бурые, низкой степени углефикации ($Б_1$—$Б_2$). Залегание пород пологоволнистое, близкое к горизонтальному, с весьма слабым общим наклоном на юг в сторону крутого борта грабена (рис. 4).

В области палеозойской складчатости выделяются структурно-фациальные зоны Буреинского и Ханкайского массивов.

В Буреинском массиве описаны Ушумунская и Зейско-Буреинская впадины, во внутренней части Ханкайского массива размещаются Приханкайские впадины: Шмаковская, Спасовская, Спасская, Турьерогская, Комиссаровская, Жариковская, Гродековская, Вадимовская, Меркушевская, Монастырищинская, Нежинская, Ивановская, Даниловская, Поисковая, Озерная, Павловская, Воздвиженская. У стыка массива с областью позднепалеозойской и мезозойской складчатости располагаются Раковская, Реттиховская, Гоголевская, Дальнереченская, Пушкинская, Глуховская впадины (рис. 5).

Слагающие их континентальные отложения характеризуются низкой степенью диагенеза. Они имеют пологоволнистое, почти горизонтальное залегание с углами падения в несколько градусов, которые лишь изредка в краевых частях впадин (вблизи разломов, ограничивающих их) превышают 10°. Образованные этими породами складки представляют собой мульды и погружения овальной и неправильной формы, разделенные поднятиями, перепады высот залегания подошвы слоев редко превышают 100 м. Угленосность характеризуется небольшим количеством (редко более пяти) сравнительно мощных пластов бурого угля технологических групп $Б_1$ и $Б_2$. *Пласты локализуются в прибортовых частях впадин*, между их окраинной и наиболее погруженной частями. Наряду с перечисленными признаками, общими для впадин Буреинского и Ханкайского массивов, в составе и строении палеогенового и неогенового их выполнения имеются и отличия. Они определяются тектонической активностью области седиментации, положением рассматриваемых структур во внутренней или окраинной части массива. Несомненное влияние на развитие седиментационных бассейнов оказало время заложения впадин и, следовательно, история их развития.

Ушумунская и Зейско-Буреинская впадины располагаются во внутренней части Буреинского массива. Палеогеновому и неогеновому осадконакоплению здесь предшествовало длительное мезозойское вулканогенно-осадочное породообразование. Ко времени палеогенового и неогенового осадконакопления Ушумунская и Зейско-Буреинская впадины представляли собой обширные низменные равнины, обрамленные холмисто-увалистым и местами низкогорным рельефом и отделенные одна от другой Амуро-Мамынским выступом. Осадконакопление здесь с некоторыми перерывами продолжалось в течение всего палеогена и неогена. Палеогеновые и неогеновые отложения с размывом ложатся на мезозойские осадочные образования и палеозойские метаморфические, изверженные комплексы фундамента. Мощность палеогеновых и неогеновых отложений не превышает 500 м. Слои пород образуют структуры неправильных, очень сложных контуров

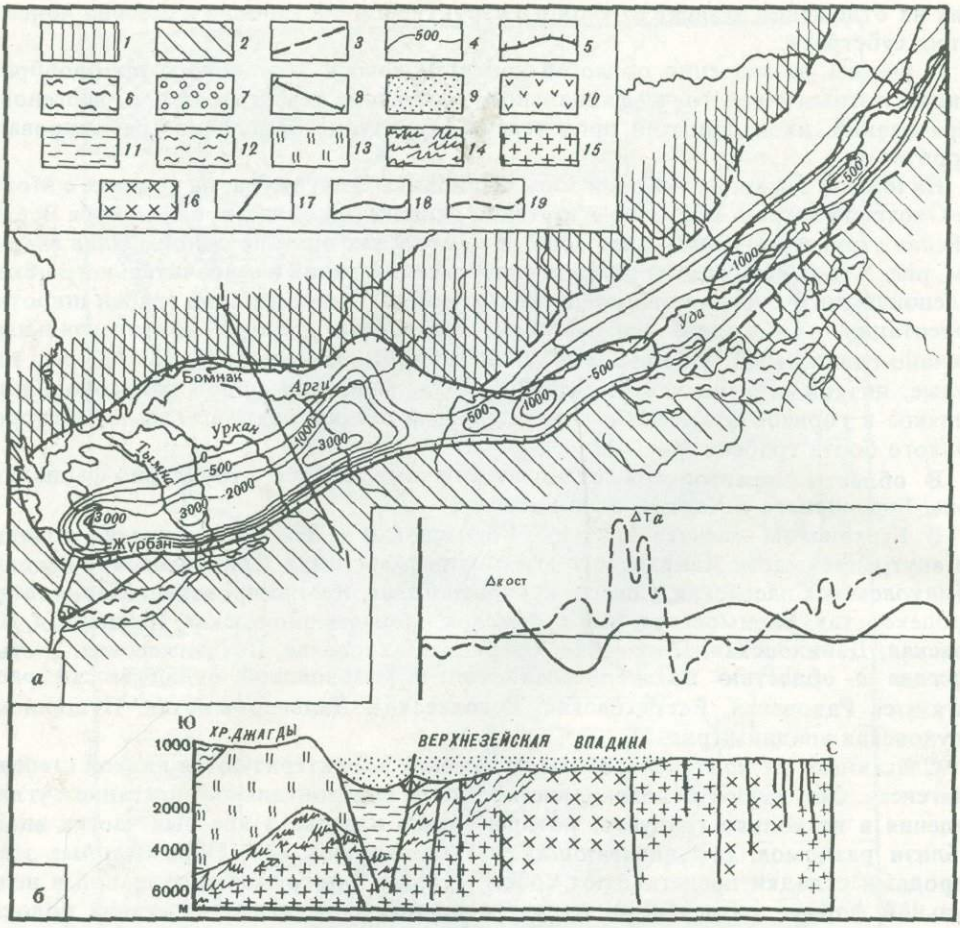


Рис. 4. Структурно-тектоническая схема Верхнезейской впадины и Удского прогиба (*а*); геолого-геофизический профиль по линии I—I (*б*)

1 — Становая протерозойская складчатая область; *2* — выходы на поверхность герцинских и более древних структурных комплексов Монголо-Охотской складчатой области; *3* — граница Удского прогиба по контуру эффузивных и осадочных верхнеюрско-нижнемеловых континентальных образований; *4* — изогипсы поверхности фундамента Верхнезейского и Удского прогибов, м; *5* — контур распространения неоген-четвертичных отложений Верхнезейской кайнозойской впадины и четвертичных отложений в пределах Удского прогиба; *6* — морские юрские отложения Шевли-Гербиканской структурной зоны (на востоке) и морские верхнетриасовые отложения Срединно-Тукурингрского прогиба (на западе); *7* — континентальные верхнеюрско-нижнемеловые отложения уганской свиты в пределах Срединно-Тукурингрского прогиба; *8* — геолого-геофизический профиль; *9—19* — условные обозначения к геолого-геофизическому профилю: *9* — рыхлые, преимущественно неоген-четвертичные отложения Верхнезейской впадины; *10* — нижнемеловые эффузивы среднего состава; *11* — верхнеюрско-нижнемеловые терригенные отложения Верхнезейского прогиба; *12—13* — метаморфизованные песчано-сланцевые породы: *12* — верхнего карбона—нижней перми, *13* — верхнего девона—нижнего карбона; *14—16* — нижнепротерозойские породы: *14* — гнейсы, *15* — гранитоиды, *16* — габбро, габбро-диориты; *17* — разрывные нарушения; *18, 19* — кривые: *18* — остаточных аномалий силы тяжести, *19* — магнитных аномалий

и разнообразной ориентировки, в общих чертах сходные с рисунком структур подстилающих верхнемезозойских слоев.

Группа Приханкайских впадин располагается в краевой части Ханкайского массива, почти на стыке его с областью мезозойского тектогенеза и в непосредственной близости от Восточно-Азиатского вулканического пояса. На ранних этапах палеогена (палеоцен, эоцен) эта территория представляла собой область денудации с широким развитием процессов размыва, выравнивания, образования кор выветривания. Осадконакопление здесь началось в позднем олигоцене, а в

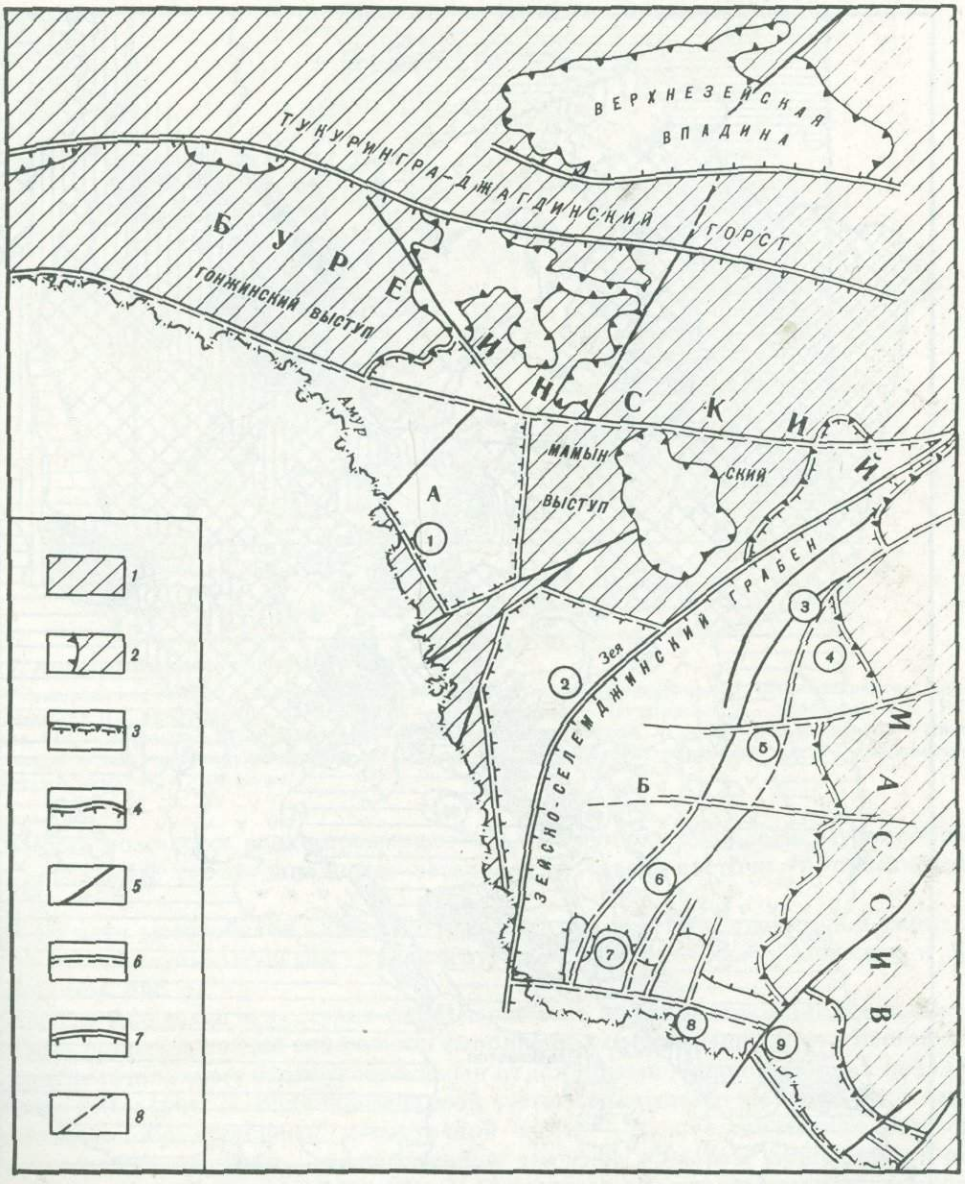


Рис. 5. Схема структурного районирования впадин зоны Буреинского массива

1 — складчатое основание впадин; *2* — контуры сопредельных впадин; *3* — границы Ушумунской (*А*) и Зейско-Буреинской (*Б*) впадин; *4* — границы приразломные последних; *5—7* — разломы: *5* — донеогеновые, *6* — послеогеновые, *7* — долгоживущие; *8* — "затухание" разлома. Структуры Ушумунской и Зейско-Буреинской впадин (цифры в кружках (*1—9*): *1* — Мухинское грабеноподобное погружение, *2* — Свободнинский горстово-грабенный блок, *3* — Майкурско-Исинский горст, *4* — Кера-Ульминский грабен, *5* — Ромнинское грабеноподобное погружение, *6* — Завитинско-Екатеринославский грабено-горстовый блок, *7* — Михайловское горстообразное поднятие, *8* — Поярковское грабеноподобное погружение, *9* — Архаринский грабен

редких впадинах, располагающихся на краю массива, — в эоцене. Палеоген-неогеновый осадочный комплекс начинается здесь толщей конгломератов, дресвяно-щебнистых, порой глыбовых отложений фаций русел рек и подножия склонов. Эти породы лежат с размывом на протерозойских—нижнепалеозойских образованиях Ханкайского массива и местами на верхнемеловых вулканитах. В палеоген-неогеновом комплексе отмечаются базальты и туфогенные глинистые породы.

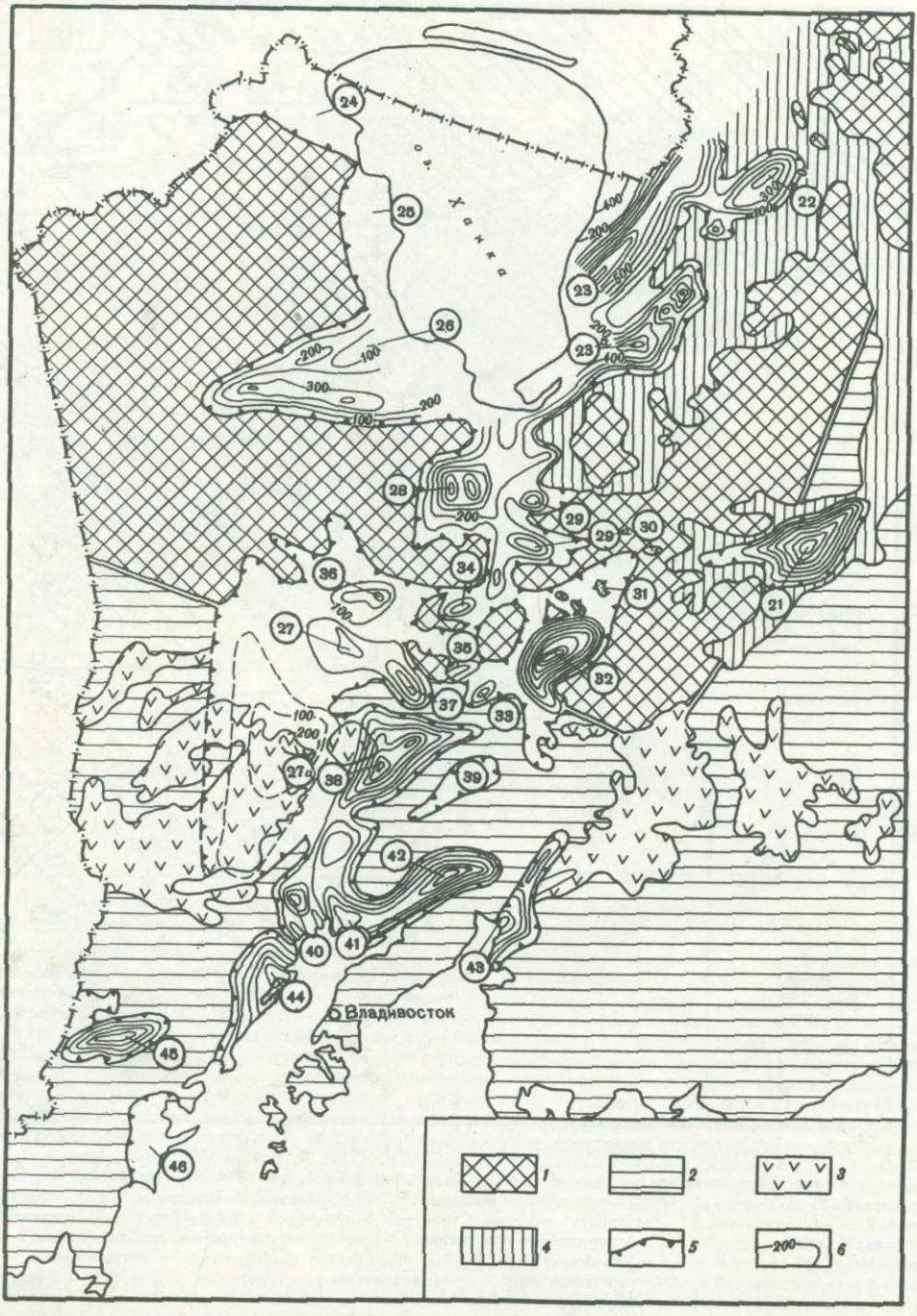


Рис. 6. **Структурная схема впадин зоны Ханкайского массива**

1, 2 — выходы допалеогеновых пород в области: *1* — Ханкайского массива, *2* — позднепалеозойско-мезозойской складчатости; *3* — базальты (N_2—Q); *4* — допалеогеновые породы, перекрытые маломощными послеэогеновыми осадками; *5* — контуры впадин; *6* — изогипсы впадин, м. Впадины (цифры в кружках (*21—46*): *21* — Арсеньевская, *22* — Шмаковская, *23* — Спасовская, *23а* — Спасская, *24* — Турьерогская, *25* — Комиссаровская, *26* — Жариковская, *27* — Воздвиженская, *28* — Вадимовская, *29* — Меркушевская; *29а* — Монастырищинская, *30* — Реттиховская, *31* — Нежинская, *32* — Ивановская, *33* — Даниловская, *34* — Поисковая, *35* — Озерная, *36* — Павловская, *37* — Раковская, *38* — Глуховская, *39* — Комаровская, *40* — Проваловская, *41* — Тавричанская, *42* — Артемовская, *43* — Шкотовская, *44* — Николаевская, *45* — Нарвская, *46* — Пойминская

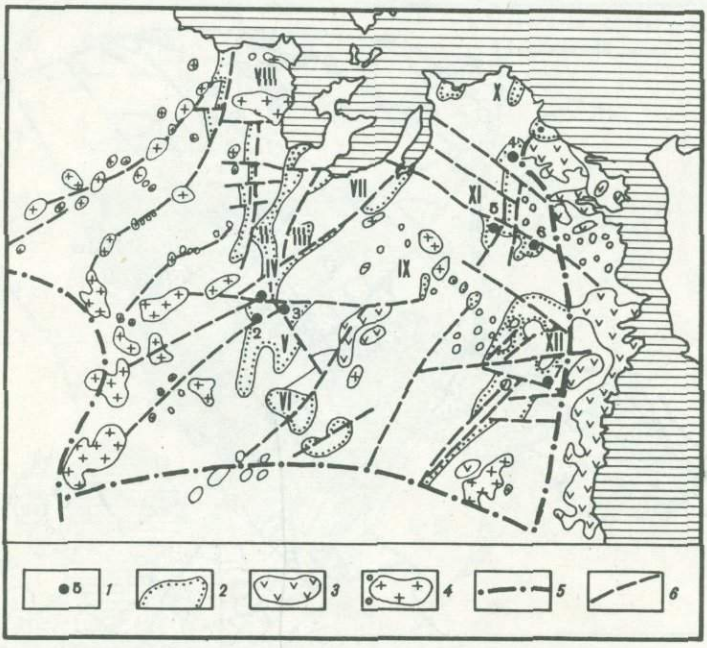


Рис. 7. Амгунь-Амурская структурно-фациальная зона

1 — скважина и ее номер; *2* — впадины, выполненные палеогеновыми и неогеновыми отложениями (римские цифры: I — Конинская, II — Тугурская, III — Омальская, IV — Нимеленская, V — Чукчагирская, VI — Эворонская, VII — Усолгинская, VIII — Торомская, IX — Имско-Бичинская, X — Ул-Лонгарийская, XI — Нижнеамгунская, XII — Нижнеамурская); *3* — кайнозойские вулканогенные образования; *4* — позднемеловые интрузивные тела; *5* — границы структурно-фациальных зон; *6* — разломы

Мощность комплекса редко превышает 400 м. Он образует пологие мульдообразные структуры северо-западного, северного и северо-восточного простираний (рис. 6).

В области мезозойской складчатости выделяются четыре структурно-фациальные зоны: Амгунь-Амурская, Среднеамурская, Западно-Сихотэ-Алинская и Хасанская (см. рис. 3).

Амгунь-Амурская структурно-фациальная зона представлена многочисленными мелкими приразломными впадинами, выполненными преимущественно неогеновыми континентальными слабоугленосными отложениями мощностью, как правило, не более 500 м (рис. 7). Впадины западной части зоны выполнены преимущественно осадочными образованиями, в восточной части — в зоне сочленения мезозоид с вулканическим поясом — существенное значение в разрезе приобретают разного типа вулканогенные образования. Осадочный комплекс севера зоны сопряжен с осадочными образованиями шельфа северо-запада Охотского моря. Фундамент подавляющего большинства впадин представлен складчатыми образованиями юры и мела, на которые рассматриваемые осадочные толщи ложатся с размывом и угловым несогласием.

Среднеамурская структурно-фациальная зона представлена одноименной сложнопостроенной впадиной. Структуры, расположенные в западной и восточной краевых частях впадины, отличаются резко выраженными очертаниями, удлиненной в северо-восточном направлении формой и сравнительно крутыми бортами (рис. 8). Спрямленные контуры этих структур, относительно большая и резко очерченная, по геофизическим данным, крутизна их бортов могут свидетельствовать о том, что они ограничены разломами и по природе своей могут быть отнесены к грабенам. Последнее в ряде случаев подтверждается данными бурения. Глубина залегания пород складчатого основания в краевых частях впадин, как

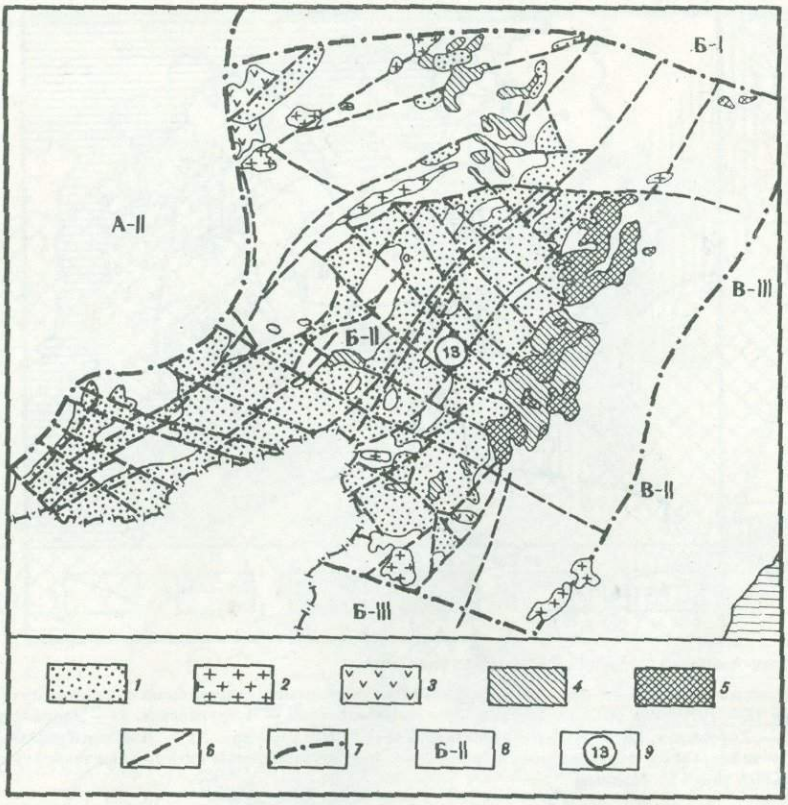


Рис. 8. Среднеамурская структурно-фациальная зона (*Б*-II)

1 — области палеогенового и неогенового осадконакопления; *2* — граниты, гранодиориты верхнего мела; *3* — эоценовые базальты, андезито-базальты, андезиты, туфы; *4* — миоценовые базальты, андезито-базальты; *5* — плиоцен-четвертичные базальты; *6* — разломы; *7* — границы структурно-фациальных зон; *8* — условный индекс структурно-фациальных зон; 9 — условный номер Среднеамурской впадины. Сопредельные структурно-фациальные зоны: *А*-II — Буреинского массива, *Б*-I — Амгунь-Амурская, *Б*-III — Западно-Сихотэ-Алинская, *В*-II — Самаргинско-Ботчинская, *В*-III — Сюркумская

правило, превышает 1000—1500 м, а в Переяславском грабене достигает по геофизическим данным 2700 м. Структуры центральных частей впадины имеют более расплывчатые изометрические очертания и преимущественно пологие борта. Глубина залегания пород складчатого основания в них составляет 500—1000 и лишь изредка превышает 1000 м. Фундамент впадины разнороден по возрасту и составу слагающих его пород. В крайней западной части, в пределах Бирофельдского и Биробиджанского грабенов, он представлен метаморфическими, изверженными породами раннепалеозойского возраста, слагающими Буреинский массив. Далее к востоку их сменяют верхнепалеозойские (карбон—пермские), затем нижне-среднемезозойские (триас-юрско-нижнемеловые) осадочные и вулканогенные образования и, наконец, в восточной краевой части впадины — верхнемеловые вулканогенные осадочные породы, из-под которых местами выступают нижнемезозойские отложения. Осадочные образования палеогена и неогена, выполняющие впадину, относятся к группе континентальных угленосных отложений. В отличие от всех ранне описанных впадин в разрезе палеогеновых и неогеновых осадков, выполняющих структуры восточной части Среднеамурской впадины, часто встречаются известковистые породы (глинистые известняки, известковистые песчаники и алевролиты) и диатомиты. Угленосность впадины характеризуется большим количеством (20—25) пластов и пропластков бурого угля технологических групп $Б_2$ и $Б_3$.

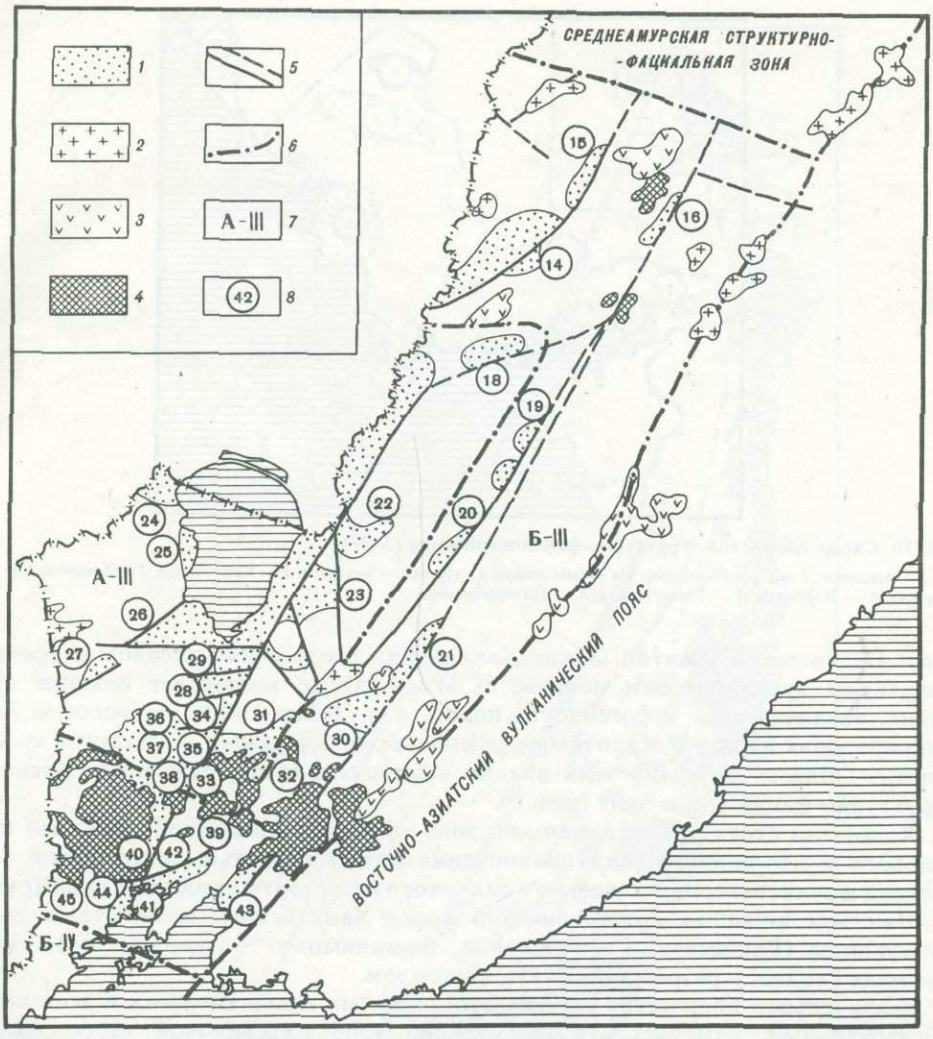


Рис. 9. Схема Западно-Сихотэ-Алинской (*Б*-III) и Ханкайской (*А*-III) структурно-фациальных зон

1 — области палеогенового и неогенового осадконакопления; *2* — граниты, гранодиориты (K_2); *3* — базальты, андезиты, андезито-дациты, андезито-базальты (P_1); *4* — базальты (N_2—Q_1); *5* — разломы; *6* — границы структурно-фациальных зон; *7* — условный индекс структурно-фациальной зоны; *8* — условный номер впадины. Впадины, группы впадин (цифры в кружках на схеме): *14* — Нижнебикинская, *15* — Алчанская, *16* — Среднебикинская, *18* — Гоголевская, *19* — Ореховская, *20* — Хвищанская. Остальные впадины (*21*—*45*) см. на рис. 6

Описываемые породы образуют пологие брахиформные складки с углами падения крыльев 5—10°, ориентированные удлинением на северо-восток. У бортов погружений и грабенов углы падения достигают 30—40° и более.

Западно-Сихотэ-Алинская зона объединяет в себе комплекс многочисленных мелких разобщенных приразломных структур Западно-Сихотэ-Алинских предгорий, выполненных на севере палеогеновыми и неогеновыми, а на юге преимущественно палеогеновыми континентальными угленосными отложениями, сходными по литолого-фациальному составу с осадочными комплексами Среднеамурской зоны. Отделяется описываемая зона от Среднеамурской Вяземско-Бикинским поднятием мезозойского складчатого комплекса и полосой Западно-Сихотэ-Алинских вулканитов. К югу область позднепалеозойской и мезозойской складчатости постепенно сужается и на самом крайнем юго-западе Приморья

Геологический институт Академии наук Армении
Библиотека

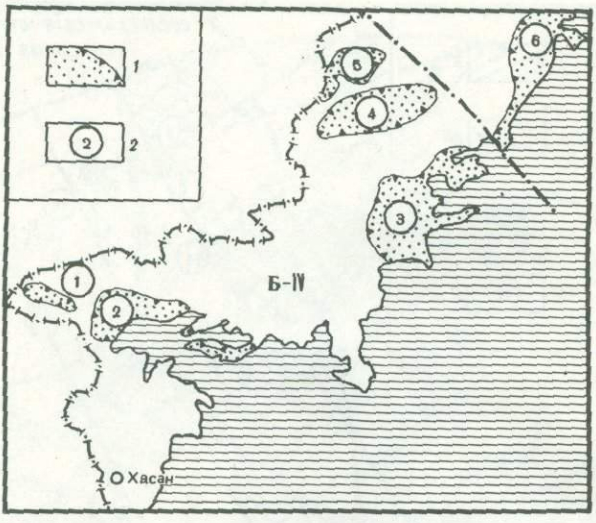


Рис. 10. Схема Хасанской структурно-фациальной зоны (*Б*-IV)

1 — впадины; *2* — номер впадины. На схеме: цифры в кружках — впадины: *1* — Хунчунская, *2* — Хасанская, *3* — Пойминская, *4* — Нарвская, *5* — Синеутесная, *6* — Николаевская

оказывается тесно зажатой между Ханкайским срединным массивом и Восточно-Азиатским вулканическим поясом. В этом районе возрастает влияние вулканизма, увеличивается туфогенность пород, а в Пойминской, Нарвской и Хасанской впадинах наряду с осадочными комплексами пород широко развиты вулканогенные. Область развития этих впадин выделена в самостоятельную Хасанскую структурно-фациальную зону (рис. 9).

Хасанская структурно-фациальная зона является переходной областью палеогенового и неогенового осадконакопления между областью мезозойской складчатости и вулканическим поясом и в силу этого несет черты сходства с ними (рис. 10).

На стыке Западно-Сихотэ-Алинской зоны и Ханкайского массива также имеются впадины (Раковская, Глуховская и, по-видимому, Воздвиженская), разрезы которых сходны с разрезами стыкующихся зон.

Значительное количество впадин, выполненных палеогеновыми и неогеновыми образованиями, отмечается в прибрежной зоне материковой части Дальнего Востока, в пределах окраинно-материкового Восточно-Азиатского вулканического пояса. Изучены они весьма слабо. Скорее всего, это грабены или группы грабенов, выполненные мощной (до 2500—3000 м) толщей преимущественно вулканогенных образований (базальтов, андезитов, андезито-базальтов, дацитов, их туфов и туффитов). Подчиненное значение здесь имеют угленосные, в основном континентальные осадочные образования. В ряде впадин прибрежной части зоны могут иметь место морские образования с остатками морских водорослей Zostera,

Рис. 11. Схема структурно-фациальных зон Восточно-Азиатского окраинно-материкового вулканического пояса

1 — области палеогенового и неогенового осадконакопления; *2* — граниты и гранодиориты верхнего мела; *3—4* — граниты, диориты, гранодиориты: *3* — палеоцен-эоценовые, *4* — олигоцен-миоценовые; *5* — палеоценовые базальты, андезиты, андезито-дациты, андезито-базальты; *6* — эоценовые базальты, андезито-базальты, андезиты, туфы; *7* — олигоценовые липариты, трахилипариты, трахидациты, игнимбриты, андезито-дациты; *8* — миоценовые базальты, андезито-базальты; *9* — плиоцен-древнечетвертичные базальты; *10* — разломы; *11* — границы структурно-фациальных зон; *12* — структурно-фациальные зоны (*В*-I — Ольга-Тернейская (с южной и северной подзонами), *В*-II — Самаргинско-Ботчинская, *В*-III — Сюркумская, *В*-IV — Нижнеамурская); *13* — Верхнебикинская впадина (цифра в кружке — ее номер)

Западно-Сихотэ-Алинская структурно-фациальная зона
Средне-амурская структурно-фациальная зона
Д-В
Ю-Т
Т-Ю
Т-Д
Д-Т
Т

Таблица 2

Структурно-тектоническое районирование впадин бассейнов палеогенового и неогенового осадконакопления и вулканизма

Структурное положение впадин		Впадина	Структурно-фациальные зоны
Области складчатости	Положение впадин в областях складчатости		
1	2	3	4
Докембрийская и палеозойская		Ушумунская, Зейско-Буреинская	Буреинского массива
	Внутренние зоны области	Шмаковская Спасовская Спасская Турьерогская	
		Комиссаровская Жариковская Гродековская Вадимовская Меркушевская Монастырищинская Нежинская Ивановская Даниловская Поисковая Озерная Павловская	Ханкайского массива
	Окраинные (переходные) зоны областей палеозойской и мезозойской складчатости, зоны их сочленения	Раковская Реттиховская Гоголевская Дальнереченская	Ханкайского массива
		Верхнезейская	Верхнезейская
		Пушкинская Глуховская Воздвиженская	Западно-Сихотэ-Алинская
		Торомская Конинская Тугурская Омальская Нимеленская	Амгунь-Амурская
Мезозойская	Внутренние зоны области	Чукчагирская Усолгинская Ул-Лангарийская Эворонская Харпинская	Среднеамурская
		Хогду-Горинская Верхнеамгунская Бокторская Хурмулинская Эльга-Горинская Верхнекурская Хунгарийская Среднеамурская	

Таблица 2 (окончание)

1	2	3	4
		Нижнебикинская Алчанская Среднебикинская *Метеоритная* Ореховая Малиновская Хвищанская Арсеньевская Комаровская Проваловская Угловская Шкотовская Николаевская	Западно-Сихотэ-Алинская
	Окраинные (переходные) зоны областей мезозойской складчатости и вулканического пояса, зоны сочленения их	Нижнеамгунская Нижнеамурская	Амгунь-Амурская
		Норская Пойминская Хасанская (Краскинская) Синеутесная	Хасанская
Восточно-Азиатский вулканический пояс		Верхнебикинская Березовская Зеркальнинская и др.	Ольга-Тернейская
			Самаргинско-Ботчинская
			Сюркумская Нижнеамурская

подобные наблюдаемым в районе бухты Сизиман. В основу районирования здесь положен принцип преимущества вулканитов определенного возраста. Выделяются четыре структурно-фациальные зоны (с юга): Ольга-Тернейская, Самаргинско-Ботчинская, Сюркумская, Нижнеамурская (рис. 11).

В Ольга-Тернейской зоне наиболее широко развиты палеогеновые вулканиты, широко проявлен допалеогеновый верхнемелевой интрузивный магматизм, тогда как интрузивный магматизм на рубеже палеогена и неогена был незначителен. В Самаргинско-Ботчинской структурно-фациальной зоне развит вулканизм всех возрастов, допалеогеновый интрузивный магматизм представлен слабо и вместе с тем широкое развитие получил интрузивный магматизм на рубеже палеогена и неогена, проявлен интрузивный магматизм на рубеже палеоцена и эоцена. В Сюркумской структурно-фациальной зоне в вулканогенном комплексе преобладает неогеновый. Допалеогеновые интрузии неизвестны. Весьма широко развит интрузивный магматизм на рубеже палеогена и неогена. Нижнеамурская зона характеризуется преобладанием миоценового вулканизма, отсутствием допалеогенового и палеогенового интрузивного магматизма.

Таким образом, по мере того как с запада на восток от древних складчатых областей к молодым уменьшается степень консолидации и увеличивается подвижность складчатого основания седиментационных бассейнов, изменяются основные черты строения последних (состав, мощность, условия залегания). Усложняется структурный план подошвы палеогеновых и неогеновых отложений, ложе

бассейнов приобретает более резкие, грабенного типа контуры. Складки осадочного чехла проявляют четко выраженную линейность и ориентировку, согласную с ориентировкой структур складчатого основания. Мощность палеогеновых и неогеновых отложений возрастает от 500 м в структурно-фациальных зонах массивов до 2700 м в структурно-фациальных зонах областей мезозойской складчатости. В этом же направлении увеличивается разнообразие типов пород, количество угольных пластов, возрастает степень диагенеза пород и углефикации углей. По мере приближения к области Восточно-Азиатского вулканического пояса в разрезе палеогена и неогена возрастает роль вулканитов, увеличивается туфогенность пород.

В табл. 2 сведены изложенные выше данные о впадинах бассейнов палеогенового и неогенового осадконакопления и вулканизма.

Глава II

ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПАЛЕОГЕНОВЫХ И НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Несмотря на давнюю историю изучения палеогеновых и неогеновых отложений, основного источника углей Приамурья и Приморья, стратиграфия их для многих осадочных бассейнов (впадин) рассматриваемой территории до сих пор не решена однозначно. Остаются неизученными наиболее погруженные участки Верхнезейской, Среднеамурской, Нижнебикинской впадин, ряда впадин Амгунь-Амурской зоны и зоны Ханкайского массива, Восточно-Азиатского вулканического пояса. В последнем стратиграфия палеогена и неогена изучалась в ходе преимущественно мелкомасштабных и среднемасштабных, изредка крупномасштабных геологосъемочных и геологопоисковых работ. Буровые (углепоисковые) работы проводились только в Березовской и Зеркальнинской впадинах Ольга-Тернейской структурно-фациальной зоны и в Верхнебикинской впадине, располагающейся на стыке области мезозойской складчатости и вулканического пояса, а в пределах последнего — на стыке Ольга-Тернейской и Самаргинско-Ботчинской зон.

Стратиграфическое положение некоторых осадочных толщ было рассмотрено на III Дальневосточном региональном межведомственном стратиграфическом совещании (1978 г.). Автор счел целесообразным не останавливаться на всех дискуссионных мнениях, взяв за основу принятые на совещании и утвержденных МСК СССР стратиграфические схемы, которые и являются оптимальным вариантом стратиграфического расчленения палеогеновых и неогеновых отложений.

Наряду с другими исследователями автор считает, что в зоне Ханкайского массива (Раковская, Павловская и другие впадины) присутствуют палеогеновые отложения. Раковская впадина, сообщающаяся на северо-западе с Павловской и Воздвиженской, располагается на южной окраине Ханкайского массива, на стыке с областью позднепалеозойской складчатости, где широко развиты бассейны с преимущественным развитием палеогеновых осадочных комплексов мощностью до 1000 м (Глуховский, Комаровский, Угловский, Шкотовский и др.). Трудно представить себе, чтобы окраина Ханкайского массива оставалась инертной в условиях, когда в соседнем с ним регионе в течение второй половины палеогена происходило дробление складчатого основания, образование грабенных структур, осадконакопление, вулканизм. В пользу этого представления свидетельствуют наши находки позднеолигоценовых—раннемиоценовых спорово-пыльцевых комплексов в песчано-глинистых угленосных отложениях, а также залегающих выше 80-метровой угленосной и 150-метровой глинисто-алевритовой толщ.

И наконец, косвенным доказательством в пользу этого мнения является от-

крытие Ю.К. Ивашинниковым в 1978 г. эоценовых отложений мощностью более 80 м в Лесозаводской впадине, располагающейся также на окраине (северной) Ханкайского массива. Иначе говоря, на окраинах Ханкайского массива, на стыке его с подвижной областью позднепалеозойской и мезозойской складчатости мы вправе ожидать заложения палеогеновых осадочных бассейнов, хотя бы и несколько моложе бассейнов смежной складчатой области. Палеогеновые осадочные образования могут иметь место в Гоголевской, Дальнереченской, Даниловской, Пушкинской, Воздвиженской, Ивановской, южной части Павловской и других впадинах окраины Ханкайского массива. Палеогеновые и неогеновые разрезы этих впадин являются переходными от описанных во впадинах Западно-Сихотэ-Алинской структурно-фациальной зоны с мощным развитием палеогеновых (в том числе угленосных) отложений к разрезам впадин внутренних участков Ханкайского массива с преимущественным развитием неогеновых отложений.

В Амгунь-Амурской структурно-фациальной зоне при общей мощности палеогеновых и неогеновых отложений (по геофизическим данным) в Нимеленской впадине 1340 м вскрыто и изучено 500 м, в Нижнеамгунской из 900 изучено 400, а в Удыль-Кизинской из 1000 — около 250 м.

Весьма спорна и противоречива стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений Восточно-Азиатского вулканического пояса, принятая на III Дальневосточном региональном межведомственном стратиграфическом совещании (1978 г.).

Проанализировав фактический материал по этому региону, автор разработал и принял в настоящей работе схему стратиграфического расчленения палеогеновых и неогеновых осадочных и вулканогенных образований Ольга-Тернейской структурно-фациальной зоны, по ряду позиций отличную от схемы, принятой этим совещанием. Автор учел стратиграфические разработки сопредельных регионов юга материковой части Дальнего Востока и Сахалина, в частности данные о вулканизме в этих регионах, его типе, положении в разрезе, влиянии на осадконакопление в осадочных бассейнах. По остальным структурно-фациальным зонам пояса автором приняты утвержденные совещанием схемы. Сравнительный анализ состава, строения разрезов приводится от структурно-фациальных зон с более древним к зонам с более молодым складчатым основанием.

СОСТАВ И СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗОВ

Характеристика состава и строения разрезов палеогена и неогена приводится по структурно-фациальным зонам согласно их порядковой нумерации.

Верхнезейская структурно-фациальная зона

В Верхнезейской структурно-фациальной зоне палеогеновые и неогеновые отложения выполняют одноименную впадину. Они повсеместно перекрыты более молодыми четвертичными отложениями, вскрыты не на полную мощность редкими неглубокими (до 500 м) углепоисковыми скважинами (рис. 12).

По данным В.А. Барвенко и А.П. Сорокина [1977], в южной части впадины, т.е. в области ее максимального прогибания, палеогеновые и неогеновые отложения с размывом перекрывают верхнемеловые породы, а на ее северном, пологом крыле также с размывом залегают на коре выветривания кристаллических и метаморфических образований складчато-глыбовой зоны Становика—Джугджура. Соответственно меняются и мощности этих отложений — от 500 м[1] на юге до 10—150 м на севере.

Нижняя часть разреза мощностью более 100 м изучена по скв. 6 и 2′. В скв. 6

[1] По мнению автора, в южной части впадины возможна мощность палеогеновых и неогеновых отложений до 750 м и более.

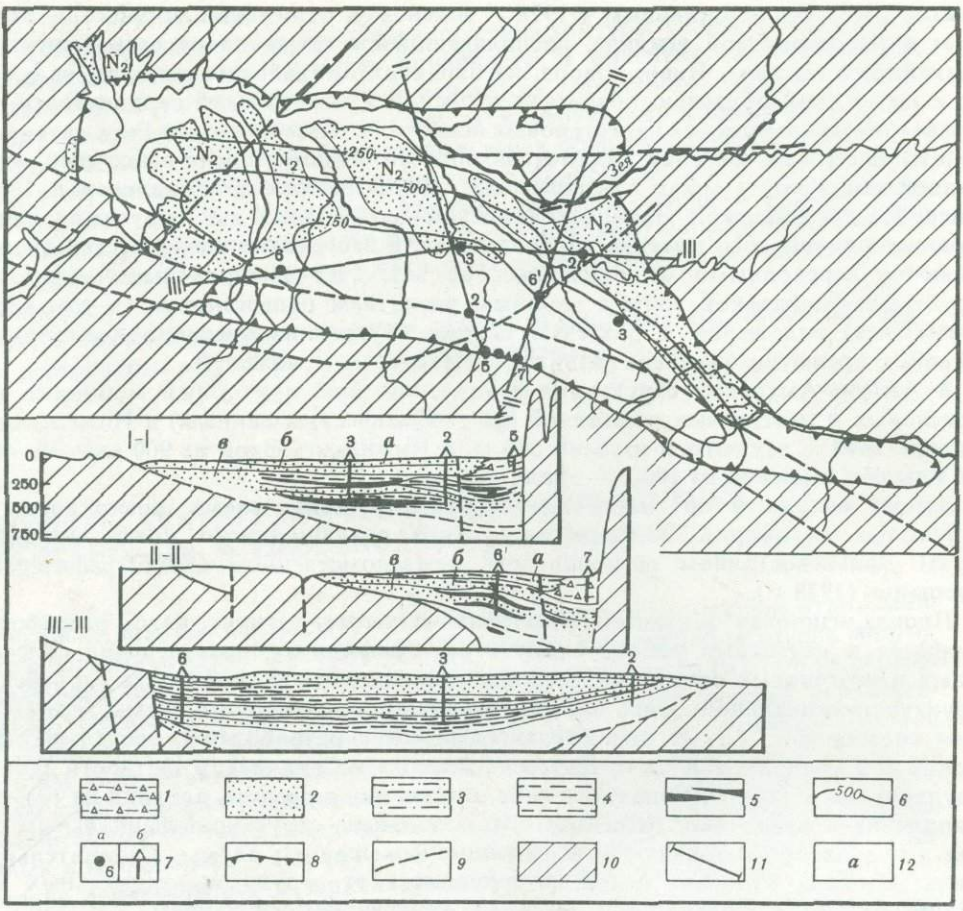


Рис. 12. Схема строения Верхнезейского кайнозойского осадочного бассейна

1 — склоновые образования — глины со щебнем и дресвой фаций водоемов у подножия склонов; *2* — преимущественно песчаные отложения (на плане этим знаком показаны выходы пород аргинской свиты); *3* — переслаивание песчаных и глинистых отложений; *4* — преимущественно глинистые породы; *5* — угли; *6* — изолинии мощности (предполагаемой) кайнозойских отложений; *7* — скважины на плане (*а*) и разрезах (*б*); *8* — границы впадины; *9* — разломы; *10* — породы складчатого основания впадины; *11* — линии профилей; *12* — буквы на профилях — указатели свит: *а* — аргинский, *б* — темнинской, *в* — дутканской

она представлена толщей разнозернистых песков с прослоями глин и алевритов, единичной линзой бурого угля, в скв. 2′ — однородной пачкой глин. Возраст ее (на основании спорово-пыльцевого анализа М.А. Седовой) определен как олигоценовый (рис. 13).

Вышележащая дутканская свита мощностью до 260 м вскрыта скв. 2, 3, 6, 6′ (см. рис. 13). В южной, наиболее погруженной части впадины (скв. 2, 6, 6′), она представлена преимущественно глинами, песками с линзовидными пропластками бурого угля. Севернее (скв. 3, 2′) преобладающее значение приобретают пески и алевриты. У восточного борта впадины в основании свиты отмечается толща песков с галькой, залегающая с размывом на глинах олигоцена. В дутканской свите по скв. 6 четко выделяются две пачки. Каждая из них залегает на нижележащих отложениях с размывом и представлена в основании песками фаций руслово-пойменного комплекса, переходящими выше в глинисто-алевритовые образования фаций болотно-озерного комплекса с пластами бурого угля фаций торфяных болот. Менее четко, но все же выразительно эти две пачки отмечаются

в скв. 2, 3, 6′, 2′. Нижняя из этих пачек имеет двухцикличное строение. Нижний трехкомпонентный цикл типа *С*-5 (см. табл. 1) имеет мощность 37 м, верхний — типа *D*-4—15 м. Нижний цикл ложится на нижележащие отложения с размывом и постепенно переходит в верхний.

Верхняя пачка состоит из семи циклов. Нижний трехкомпонентный цикл типа *С*-3 с размывом ложится на отложения нижней пачки и в свою очередь перекрывается с размывом аналогичного типа циклом мощностью 20 м. Последующие циклы типа *D*-4 (без глины и углистой глины) постепенно снизу вверх по разрезу сменяют друг друга, уменьшаясь в мощности до 6—7 м. По данным некоторых палинологов — М.В. Зивы, Л.Л. Казачихиной, Л.И. Лукашовой, П.И. Битюцкой [Барвенко, Сорокин, 1977], возраст дутканской свиты ранне-среднемиоценовый. Возможно, что нижняя пачка соответствует раннемиоценовому, а верхняя — среднемиоценовому этапам осадконакопления.

Дутканская свита повсеместно с размывом перекрывается темнинской свитой, представленной разнозернистыми песками и галечниками с редкими пропластками бурых углей, лигнитов, прослоями глин и алевритов. Пески характеризуются гранат-ильменит-эпидотовой минеральной ассоциацией, глины гидрослюдистые и каолинит-гидрослюдистые. Мощность свиты до 125 м.

Темнинская свита имеет цикличное строение. Циклы преимущественно трех-, реже четырех- и пятикомпонентные типа *С*-2, *С*-3 мощностью от 5 до 42 м (в среднем 13 м). Характерно, что все циклы сменяют друг друга с размывом и основным элементом в их строении (по мощности) является песок с галькой.

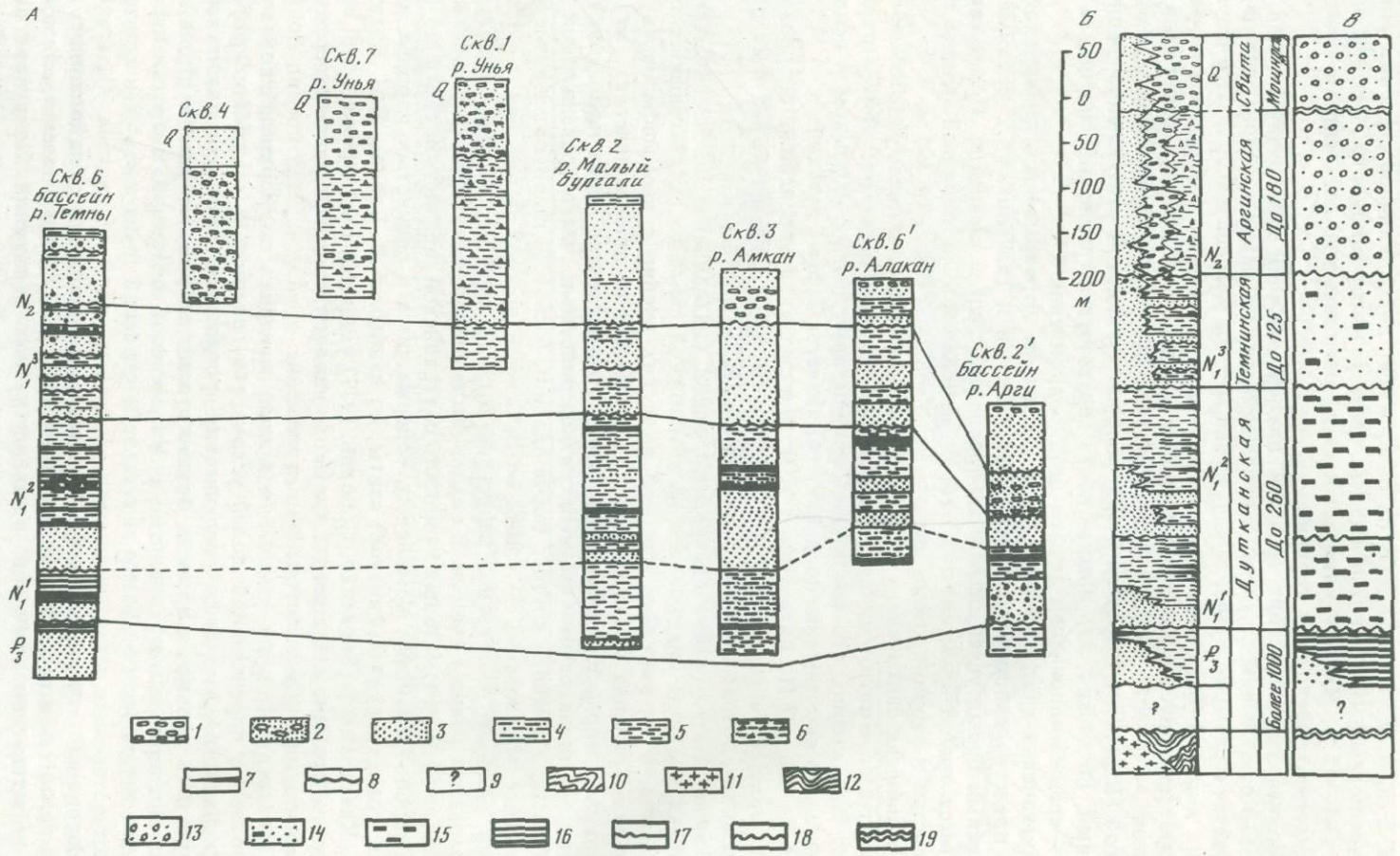
М.В. Зива, П.И. Битюцкая и А.Н. Бокова, анализировавшие спорово-пыльцевые комплексы из отложений темнинской свиты, делают вывод о ее позднемиоценовом возрасте [Барвенко, Сорокин, 1977].

Венчает разрез кайнозойских отложений соктаханская (аргинская) свита. В пределах впадины она залегает на темнинской свите со стратиграфическим несогласием, а на южной и северной окраинах впадин с размывом перекрывает кору выветривания протерозойских и мезозойских кристаллических, метаморфических и нормально-осадочных пород. Представлена свита преимущественно кварц-полевошпатовыми песками, разнозернистыми, часто гравелистыми, и галечниками. У южного крутого борта впадины (скв. 1, 7) широкое развитие имеют склоновые образования — глины со щебнем и дресвой фаций водоемов и подножия склонов. Возможно, непосредственно у бортов впадины имеют место образования конусов выноса. В нижней части свиты отмечаются слои глин и алевритов (не более 4 м). Общая мощность соктаханской (аргинской) свиты до 180 м.

Спорово-пыльцевые комплексы, содержащиеся в глинистых породах нижней части соктаханской (аргинской) свиты, по данным А.Р. Бокова, П.И. Битюцкой, Л.Л. Казачихиной [Барвенко, Сорокин, 1977], указывают на плиоценовый возраст разреза. Верхнюю часть свиты эти же палинологи относят к раннечетвертичному, возможно, плиоцен-плейстоценовому времени.

Приведенный выше немногочисленный материал по Верхнезейской впадине позволяет с определенной долей условности говорить о следующих формах и интенсивности проявления геологических процессов. Естественно, анализ событий можно дать только со времени позднего олигоцена. Более ранние этапы можно лишь предполагать по аналогии с Ушумунской впадиной, с которой Верхнезейская имеет много общего в составе и строении палеогеновых и неогеновых толщ.

Озерно-аллювиальное осадконакопление позднего олигоцена сменилось на рубеже палеогена и неогена после повсеместного перерыва накоплением аллювиальных и затем аллювиально-озерных угленосных отложений. На рубеже раннего и среднего миоцена возможны локальные поднятия (зона скв. 6), размывы без несогласия. Локальные поднятия, размывы без несогласия возможны в течение среднего миоцена. Скорость осадконакопления в течение раннего—среднего мио-


А
Скв. 6
бассейн
р. Темны
Скв. 4
Скв. 7
р. Унья
Скв. 1
р. Унья
Скв. 2
р. Малый
Бургали
Скв. 3
р. Амкан
Скв. 6'
р. Алакан
Скв. 2'
бассейн
р. Арги
Q
N2
N1 3
N1 2
N1 1
P3
1 2 3 4 5 6
7 8 9 10 11 12
13 14 15 16 17 18 19
Б
50
0
50
100
150
200
м
Q
N2
N1 3
N1 2
N1 1
P3
Аргинская
Темнинская
Дуткинская
До 180
До 125
До 260
Более 1000
?
В
?

цена незначительна (не более 24 м/млн. лет). Скорость погружения бассейна осадконакопления увеличивается к более поздним этапам, и перекомпенсированное осадконакопление вверх по разрезу сменяется недокомпенсированным существенно глинисто-алевритовым, озерным.

На рубеже среднего и позднего миоцена вновь фиксируется повсеместное поднятие и размыв (возможно, с несогласием в краевых частях впадины). Скорость осадконакопления возрастает до 37 м/млн. лет. Отмечаются многочисленные локальные размывы без несогласия. Осадконакопление перекомпенсированное, существенно песчаное. Повсеместное поднятие и размыв фиксируются также на рубеже позднего миоцена и плиоцена. Плиоценовый этап развития завершается также поднятием и размывом.

Структурно-фациальная зона Буреинского массива

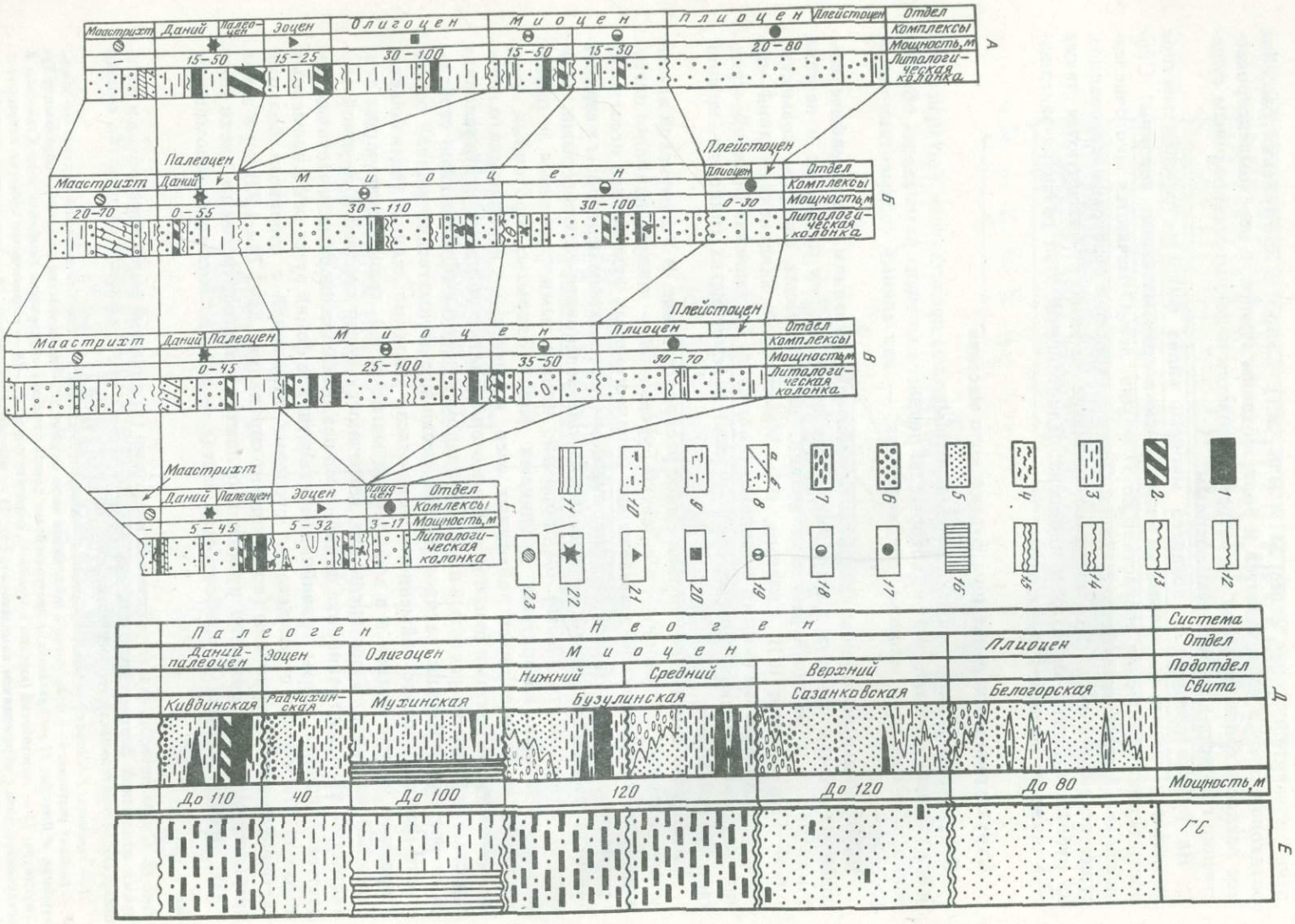
Структурно-фациальная зона Буреинского массива представлена Ушумунской и Зейско-Буреинской впадинами, которые до позднего миоцена развивались обособленно, а с позднего миоцена, соединившись, — как единый седиментационный бассейн.

На III Дальневосточном региональном межведомственном стратиграфическом совещании была принята следующая схема стратиграфии палеогена и неогена Ушумунской и Зейско-Буреинской впадин, разработанная автором совместно с В.И. Гавриловым, В.И. Гилевым, И.Б. Мамонтовой: кивдинская (даний—палеоцен), райчихинская (эоцен), мухинская (олигоцен), бузулинская (нижний—средний миоцен), сазанковская (верхний миоцен) и белогорская (плиоцен—нижний квартер) свиты (рис. 14).

Кивдинская свита имеет ограниченное распространение. В Ушумунской впадине она занимает центральную, а в Зейско-Буреинской — южную, наиболее погруженные части; залегает на нижележащих допалеогеновых отложениях несогласно с размывом, изредка согласно и даже с видимым постепенным переходом к верхней подсвите цагаянской свиты. Представлена она зеленовато-светло-серыми, зеленовато- и желтовато-серыми однородными неслоистыми, волнисто- и параллельно-слоистыми алевритами и глинами фаций открытых проточных озер, периодически заливавшихся пойменных озер, коричневыми и коричневато-серыми глинами и алевритами фаций застойных озер, зачастую обогащенных (в условиях зарастающего озера) растительным материалом — листьями и мелкими стебельками растений. Меньше распространены пески преимущественно мелкой зернистости фаций руслово-пойменного комплекса. Доля последних увеличивается к краевым частям впадин и в зоне речных магистралей, транспортирующих терригенный материал. Здесь среди них встречаются пески средней и крупной зернистости с линзами гравийника фаций русел рек. В основании разреза часто наблюдаются прослои и линзы гравийников и галечников фаций русел рек и временных потоков. Пески зон переслаивания русловых отложений с озерными большей частью хорошо сортированы (коэффициент сортировки S_0=1,78—1,92), но в зонах преимущественного развития русловых отложений они сортированы плохо (S_0= =3,00—6,00). Изредка в прибортовых частях впадин отмечаются маломощные

Рис. 13. Схема литолого-стратиграфической корреляции (*А*) и сводный разрез палеогеновых и неогеновых отложений Верхнезейской впадины одноименной структурно-фациальной зоны (*Б*); сводная схема последовательности геологических событий (*В*)

1 — галечник; *2* — песок с галькой; *3* — песок; *4* — алеврит; *5* — глина; *6* — глина со щебнем и дресвой; *7* — уголь; *8* — контакт размыва; *9* — невскрытая и неизученная часть разреза; *10* — палеозойские складчатые образования Тукурингра и Джагды; *11* — архейские и протерозойские кристаллические образования глыбовой зоны Становика и Джугджура; *12* — мезозойский (юрский и меловой) комплекс пород; *13—16* — геологические события: непрерывное осадконакопление с образованием комплексов пород: *13* — песчано-галечниковых, *14* — существенно песчаных слабоугленосных, *15* — песчано-глинистых угленосных, *16* — глинистых; *17—19* — размывы: *17* — локальные, *18* — повсеместные без несогласия, *19* — повсеместные с несогласием


А
Маастрихт
Даний
Палеоцен
Эоцен
Олигоцен
Миоцен
Плиоцен
Плейстоцен
Отдел
Комплексы
Мощность, м
Литологическая колонка
15–50
15–25
30–100
15–50
15–30
20–80
Б
Палеоцен
Плейстоцен
Маастрихт
Даний
Миоцен
Плиоцен
Отдел
Комплексы
Мощность, м
Литологическая колонка
20–70
0–55
30–110
30–100
0–30
В
Плейстоцен
Маастрихт
Даний
Палеоцен
Миоцен
Плиоцен
Отдел
Комплексы
Мощность, м
Литологическая колонка
0–45
25–100
35–50
30–70
Г
Маастрихт
Даний
Палеоцен
Эоцен
Плиоцен
Отдел
Комплексы
Мощность, м
Литологическая колонка
5–45
5–32
3–17
11
10
9
8
а
б
7
6
5
4
3
2
1
23
22
21
20
19
18
17
16
15
14
13
12
Д
Палеоген
Неоген
Система
Даний-палеоцен
Эоцен
Олигоцен
Миоцен
Плиоцен
Отдел
Нижний
Средний
Верхний
Подотдел
Кивдинская
Рабочихинская
Мухинская
Бузулинская
Сазанковская
Белогорская
Свита
До 110
40
До 100
120
До 120
До 80
Мощность, м
Е
ГС

линзы смешанных несортированных глинисто-песчано-дресвяных образований фаций подножия склонов (рис. 15—18). В свите содержится до трех пластов и пропластков бурого угля (марка $Б_3$) мощностью от долей метра до 18,7 м. Суммарная мощность фаций торфяных болот в Зейско-Буреинской впадине (Ерковецкое, Кивдо-Райчихинское буроугольные месторождения) составляет более 8, в Ушумунской впадине — более 16 м.

Вверх по разрезу свиты увеличивается содержание тонкозернистых алевритоглинистых разностей пород, в верхней части разреза появляются пласты угля. Пески и алевриты преимущественно полевошпатово-кварцевые (кварца — 55—75%, полевых шпатов — 5—15%), содержащие незначительные количества обломков осадочных и изверженных пород, слюды. В тяжелой фракции (0,35% от общей массы терригенного материала) преобладают (до 93%) устойчивые к выветриванию минералы (ильменит, лейкоксен, циркон и др.) Глинистый материал пород представлен преимущественно каолинитом с примесью монтмориллонита и гидрослюды.

Кивдинская свита в Ушумунской впадине образует один или два элементарных цикла песчано-глинистого (C-$2\frac{1}{2}$), песчано-глинистого угленосного (C-$5\frac{2}{5}$) типов мощностью от 9 до 20 м (см. табл. 1). В Зейско-Буреинской впадине в ней выделен один гравийно-песчано-глинистый угленосный цикл типа B-$6\frac{2}{6}$. Даний-палеоценовый возраст свиты устанавливается на основании палинологического анализа и по отпечаткам растений.

Райчихинская свита присутствует на тех же участках, что и кивдинская, но имеет более ограниченное распространение. На кивдинской свите она залегает в центральных частях впадин с размывом, иногда слабовыраженным (и нередко трудно отделима от первой), в краевых — с угловым несогласием (рис. 19). По набору типов пород она сходна с кивдинской свитой, но отличается меньшей угленосностью и более широким развитием песчаных разностей пород фаций руслово-пойменного комплекса. Угли и углистые глины содержатся в ней в виде редких маломощных пластов, пропластков и линз. В Зейско-Буреинской впадине она практически безугольная, в Ушумунской мощность фаций торфяных болот (преимущественно углистые глины, реже угли) достигает 10 м. Пески мелко-средне- и крупнозернистые, серые, светло-серые, светло-желтые, полевошпатово-кварцевые, косослоистые, часто глинистые каолинизированные с линзами и прослоями светло-серых глин мощностью от 0,3 до 1,5 м.

Эоценовые образования райчихинской свиты состоят из одного-четырех сокращенных циклов, почти нацело размытых в верхней части и сохранившихся только базовыми элементами мощностью 2—5 м (песок с галькой, песок) или же редуцированных 2—3-компонентных алеврито-глинистых (D-2), песчано-глинистых (C-3), глинистых угленосных (E-2) циклов мощностью 8—27 м.

Райчихинская свита характеризуется весьма своеобразной [Криштофович, 1946, 1952; Байковская, 1950; и др.] ископаемой флорой, аналоги которой произрастают в

Рис. 14. Схема сопоставления сводных разрезов Ушумунской впадины (*А*), Свободненского грабено-горстового блока (*Б*), восточной части Зейско-Селемджинского грабена (*В*), Кивдо-Райчихинского буроугольного месторождения Зейско-Буреинской впадины (*Г*), сводный разрез по Амуро-Зейскому осадочному бассейну (*Д*); сводная схема последовательности геологических событий (ГС) (*Е*)

1 — уголь; *2* — углистая глина; *3* — глина; *4* — алеврит; *5* — песок; *6* — гравийник; *7* — галечник. Геологические события (*8—16*): *8—11* — непрерывное осадконакопление с формированием комплексов пород: *8а* — существенно песчаных, *8б* — песчаных слабоугленосных, *9* — глинисто-песчаных, *10* — глинисто-песчаных угленосных, *11* — глинистых; *12* — локальный размыв; *13—15* — повсеместный размыв: *13* — без углового несогласия, *14* — с локальными угловыми несогласиями, *15* — с угловым несогласием; *16* — длительный перерыв в осадконакоплении; *17—23* — спорово-пыльцевые комплексы: *17* — белогорский, *18* — сазанковский, *19* — бузулинский, *20* — мухинский, *21* — райчихинский, *22* — кивдинский, *23* — маастрихтский

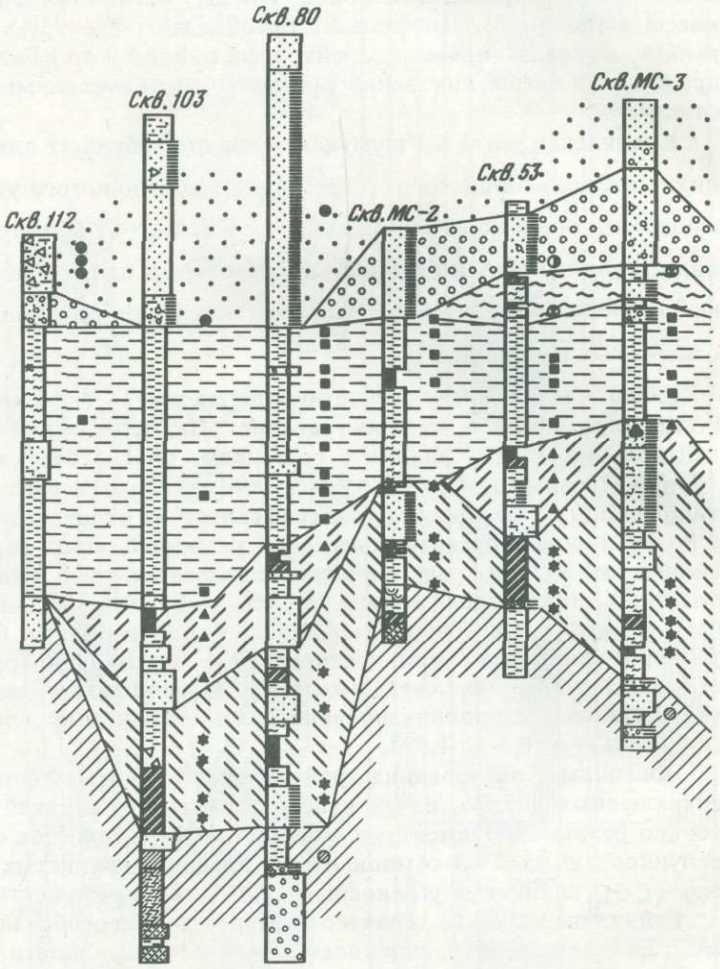
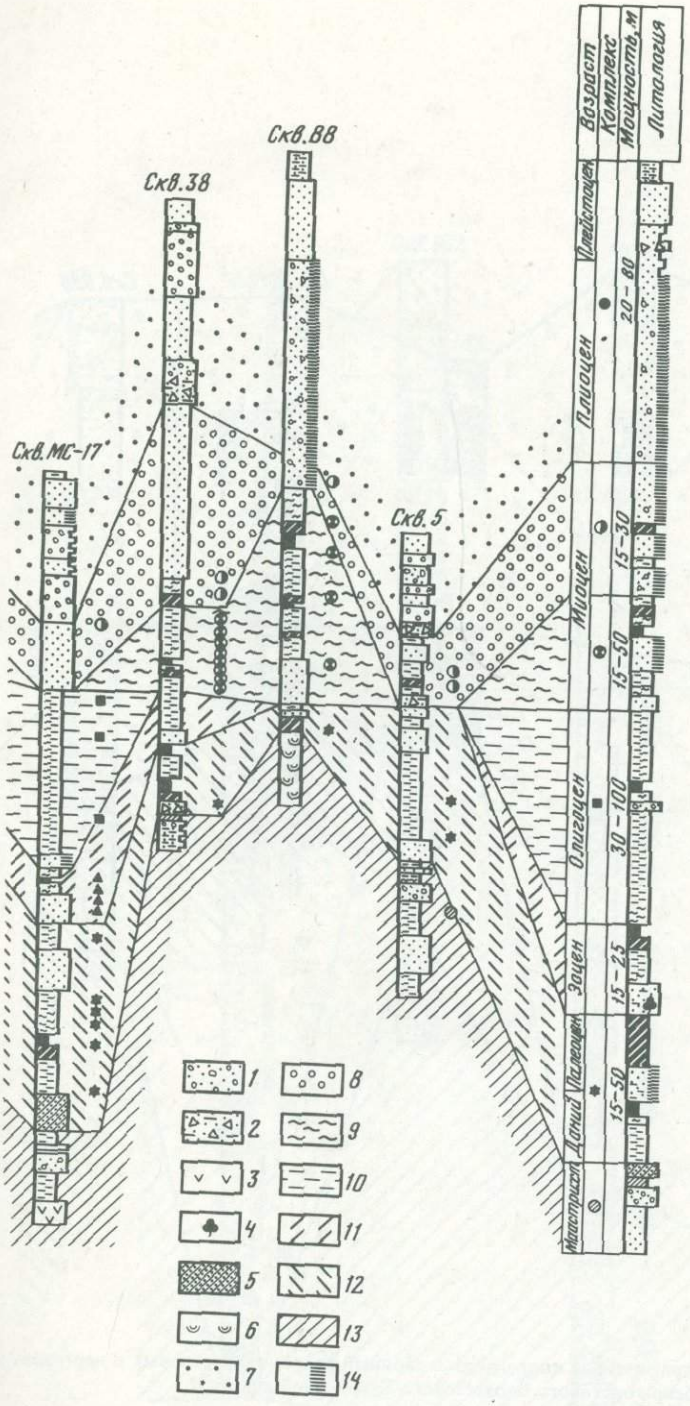


Рис. 15. Схема литолого-стратиграфической корреляции и сводный разрез палеогеновых и неогеновых отложений Ушумунской впадины

1 — песок с галькой и гравием; *2* — песок с дресвой и щебнем; *3* — вулканиты; *4* — остатки растений; *5* — песчаник; *6* — кора выветривания; *7—12* — свиты: *7* — белогорская, *8* — сазанковская, *9* — бузулинская, *10* — мухинская, *11* — райчихинская, *12* — кивдинская; *13* — породы фундамента; *14* — смешанные типы пород


Скв.38
Скв.88
Скв.МС-17
Скв.5
Возраст
Комплекс
Мощность, м
Литология
Плиоцен
Миоцен
Олигоцен
Эоцен
Палеоцен
Апшеронский
Донской
20–80
15–30
15–50
30–100
15–25
15–50
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14

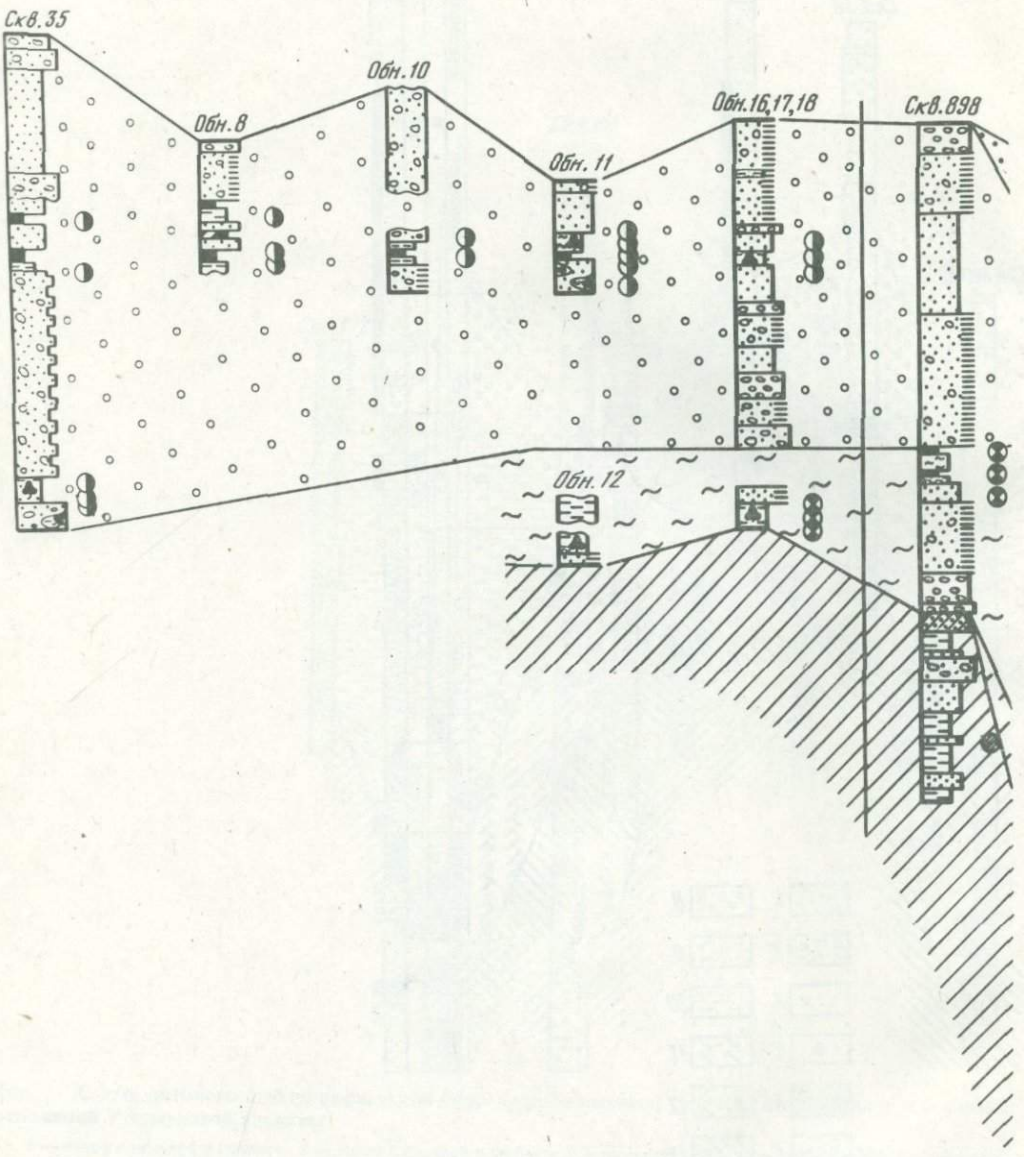
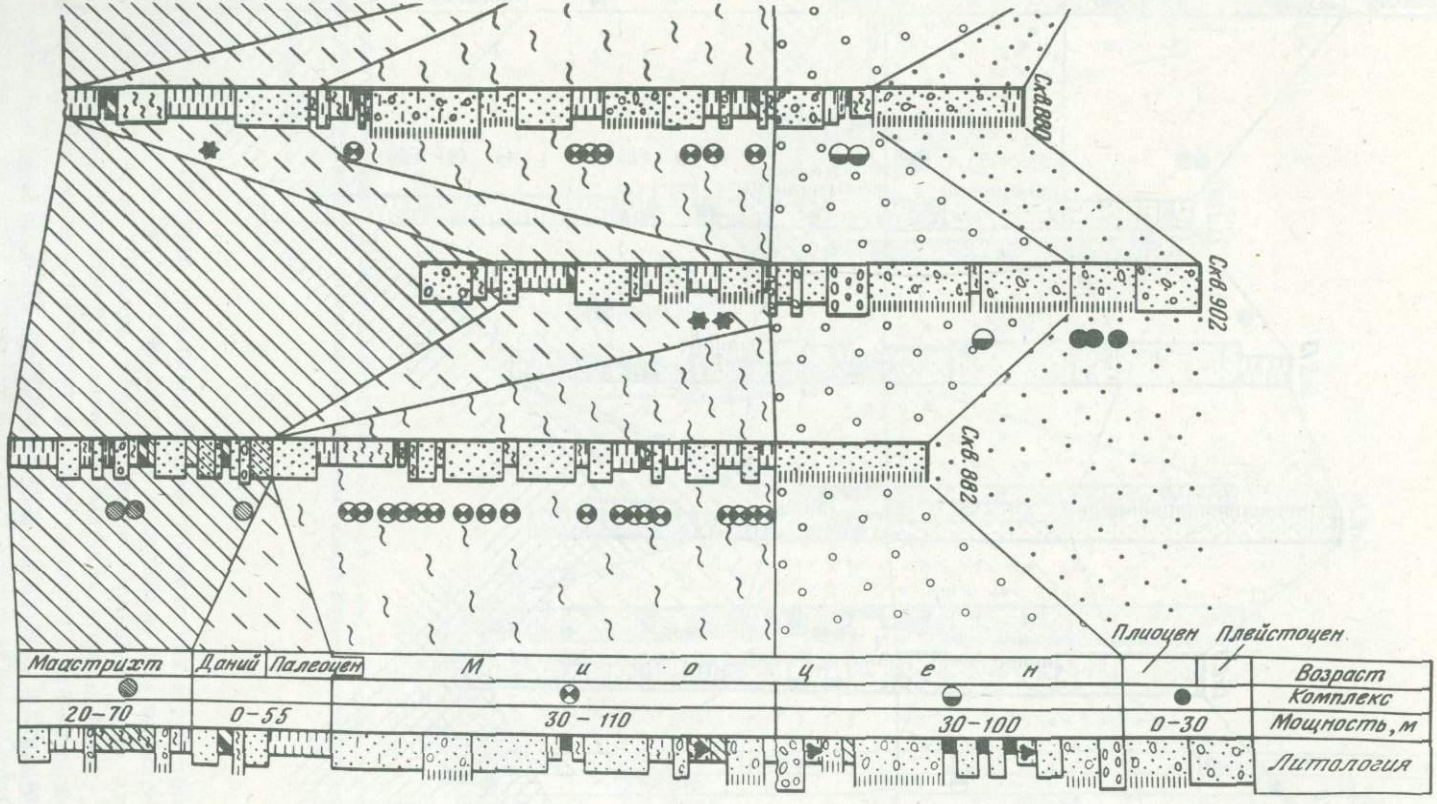


Рис. 16. Схема литолого-стратиграфической корреляции и сводный разрез палеогеновых и неогеновых отложений Свободненского грабено-горстового блока Зейско-Буреинской впадины

Условные обозначения см. на рис. 14, 15. Место расположения блока см. на рис. 5.


Скв.880
Скв.902
Скв.882
Плиоцен
Плейстоцен
Маастрихт
Даний
Палеоцен
М и о ц е н
Возраст
Комплекс
20–70
0–55
30 – 110
30–100
0–30
Мощность, м
Литология

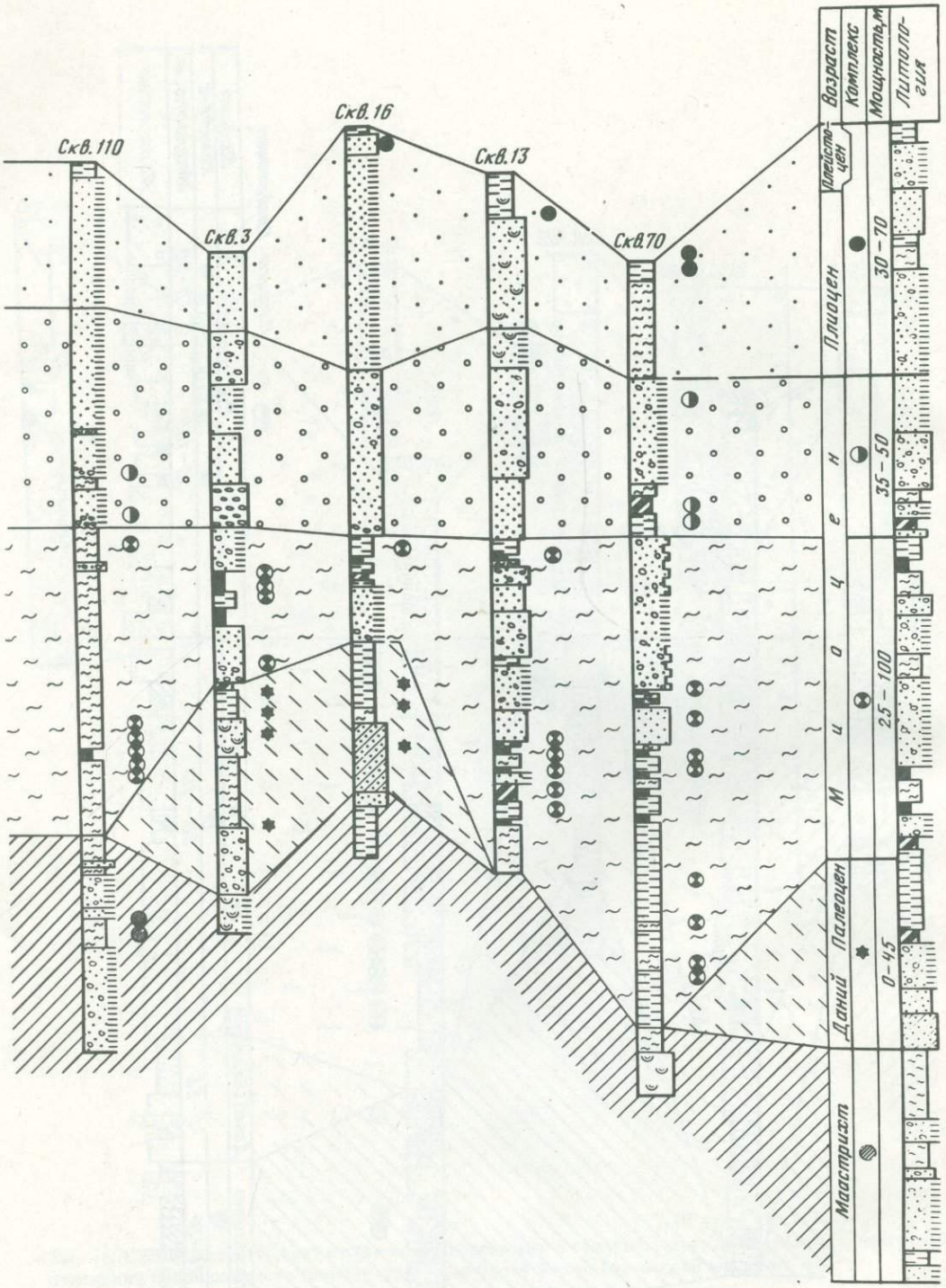


Рис. 17. Схема литолого-стратиграфической корреляции и сводный разрез палеогеновых и неогеновых отложений восточной части Зейско-Селемджинского грабена Зейско-Буреинской впадины

Условные обозначения см. на рис. 14, 15. Место расположения грабена см. на рис. 5

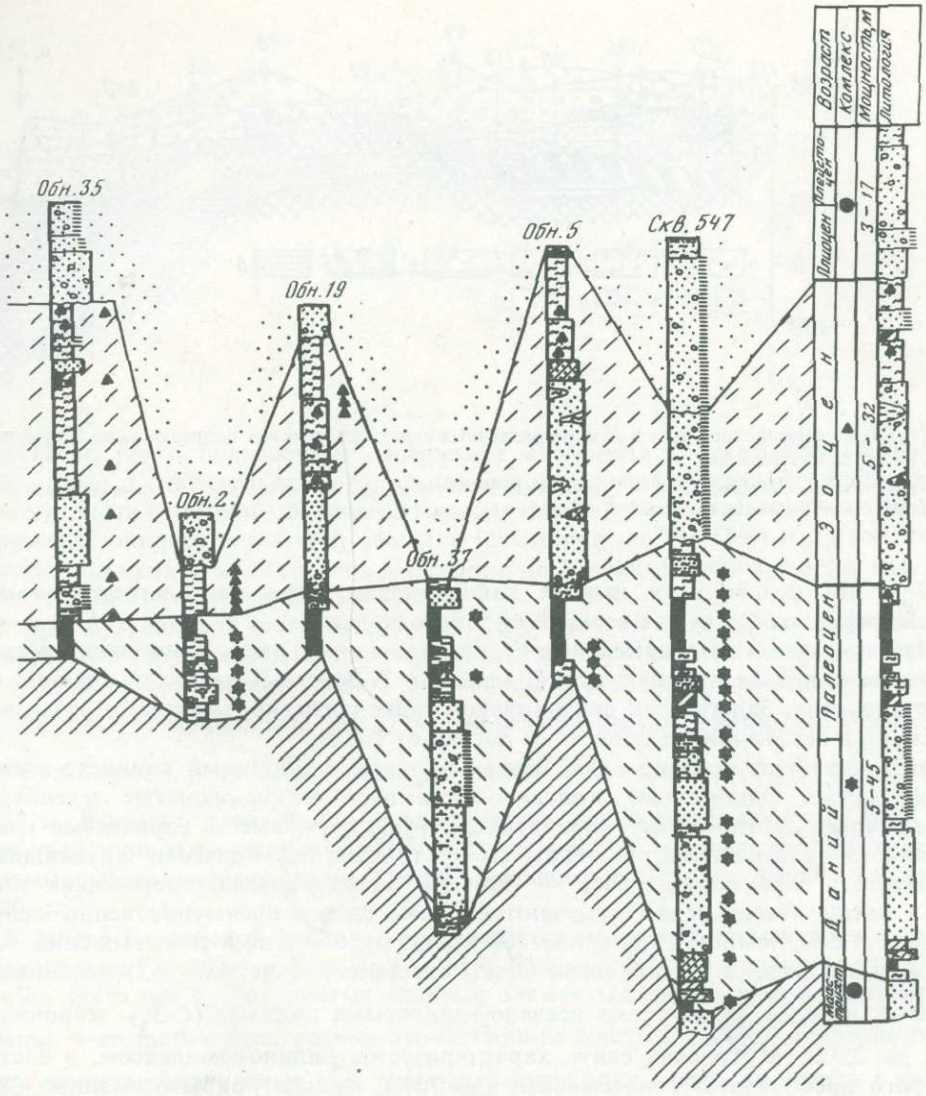


Рис. 18. Схема литолого-стратиграфической корреляции и сводный разрез палеогеновых и неогеновых отложений юго-восточной части Зейско-Буреинской впадины (Кивдо-Райчихинское буроугольное месторождение)

Условные обозначения см. на рис. 14, 15

настоящее время в различных, главным образом тропических и субтропических, климатических условиях. Характерно высокое содержание теплолюбивых флор родов Diospirus, Ailantus, Platanus, исключительно большую роль имеет род Zizyphus. В сочетании с умеренно- и теплолюбивыми Salix, Populus, Myrica, Yuglans, Quercus, Actinidia они определяли характер растительности в райчихинское время [Федотов, 1973, 1974]. Усилием палеоботаников [Финько, Заклинская, 1958; Братцева, 1962, 1966, 1969; Зива, 1969а, 1969б, 1973; Красилов, 1970а, 1970б; Федотов, 1973, 1974; Ахметьев, 1973б] дополняется и уточняется систематический состав флоры, позволивший М.А. Ахметьеву [1973б] коррелировать райчихинскую флору с позднеэоценовой флорой Убэ и среднеэоценовой флорой Такасима юга-западной

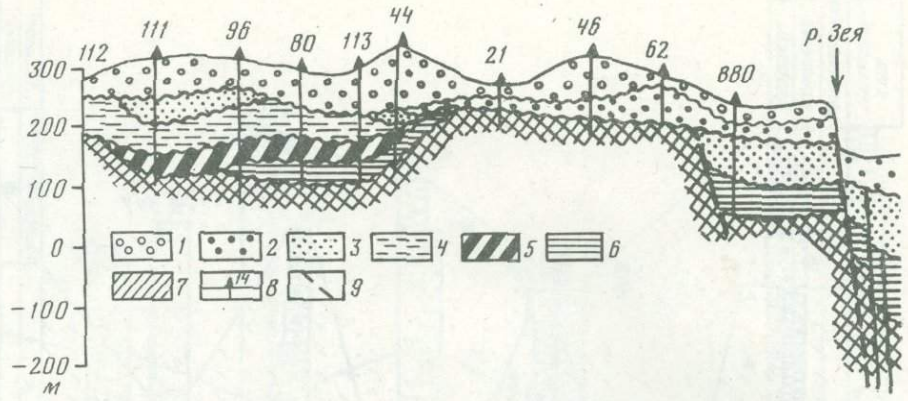


Рис. 19. Схема взаимоотношения в разрезе различных стратиграфических подразделений Ушумунской и Зейско-Буреинской впадин

1—6 — свиты: *1* — белогорская, *2* — сазанковская, *3* — бузулинская, *4* — мухинская, *5* — райчихинская, *6* — кивдинская; *7* — допалеогеновые породы; *8* — скважина и ее номер; *9* — разломы

Японии. На основе этих данных райчихинская свита располагается нами в стратиграфической шкале в верхней половине эоцена.

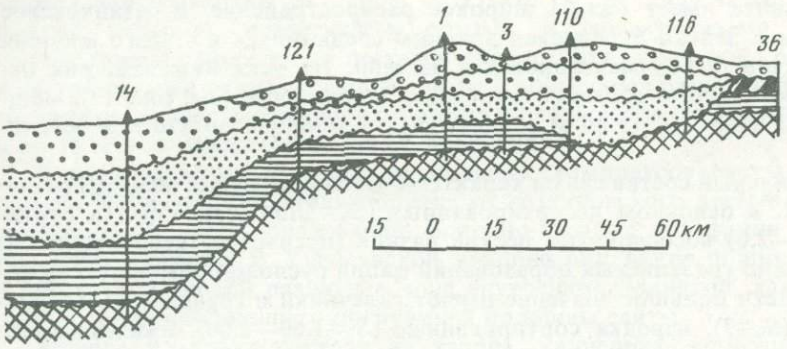
Мухинская свита в современном структурном плане имеет наименьшее распространение в пределах Ушумунской впадины. В Зейско-Буреинской впадине она не установлена. Залегает на райчихинской свите согласно, местами с размывом, с песками в основании. Мощность ее достигает 100 м.

Отличительной особенностью свиты является однородный глинисто-алевритовый состав. Однородные, волнисто- или параллельно-слоистые зеленовато-серые, серые, светло-серые, коричневато-серые, кремовые и коричневые глины и глинистые алевриты фаций открытых проточных, периодически заливавшихся, застойных и зарастающих озер — типичные представители генетических типов пород свиты. Очень редко отмечаются линзы песков преимущественно мелкой зернистости, маломощных пропластков и линз бурого угля и углистых глин.

Чаще всего свита представлена одним алеврито-глинистым (*D*-2) мощностью до 80 м, изредка двумя-тремя песчано-глинистыми циклами (C-$3\frac{1}{3}$) мощностью от 2 до 25 м. Мухинская свита характеризуется палинокомплексом, в составе которого преобладают голосемянные (до 70%); пыльца покрытосемянных (25—30%) и споры (до 5%) имеют подчиненное значение [Мамонтова, 1978]. Мухинский палинокомплекс имеет общие черты с комплексами олигоцена на территории Сибири [Меркулова, 1971], Дальнего Востока и Южного Приморья.

Бузулинская свита широко распространена в Ушумунской и Зейско-Буреинской впадинах. На всех нижележащих отложениях залегает несогласно с размывом (см. рис. 15). Представлена она серыми, желтовато- и светло-серыми, светло-коричневыми, коричневыми, темно-серыми глинами и глинистыми алевритами фаций болотно-озерного комплекса, песками разной зернистости с маломощными прослоями и линзами гравийников и галечников фаций руслово-пойменного комплекса (русел рек, пойм, стариц). В прибортовых частях впадин встречаются маломощные скопления мусорных, несортированных глинисто-песчано-дресвяных и щебнистых образований фаций подножия склонов (конусов выноса, осыпей у подножия склонов). Характерно широкое развитие руслово-пойменных литолого-фациальных комплексов.

Обломочный материал пород представлен в основном кварцем (70—85%) и полевыми шпатами (15—28%). Доля остальных минералов (обломки пород, слюда, минералы тяжелой фракции) незначительна. Для нижней части свиты



характерно резко повышенное содержание ильменита и лейкоксена (суммарно до 45—70%). Сравнительно с олигоценовыми отложениями здесь снижается количество эпидота и роговой обманки. В породах верхней части свиты резко возрастает содержание эпидота и роговой обманки (суммарно до 25—65%) и снижается количество ильменита и лейкоксена (суммарно до 10—45%). Глины имеют каолиновый и каолинит-гидрослюдистый состав.

Разрез бузулинской свиты отличается разнообразной и сложнопостроенной цикличностью. В Ушумунской впадине отмечается до шести-семи маломощных циклов, причем циклы основания разреза обычно галечниково-песчано-глинистые угленосные (A-$7\frac{2}{7}$) мощностью до 27 м, гравелисто-песчано-глинистые угленосные (B-$6\frac{2}{6}$) мощностью до 20 м и песчано-глинистые угленосные (C-$5\frac{2}{5}$) мощностью до 17 м. Выше по разрезу они большей частью глинистые угленосные (E-2) или алеврито-глинистые угленосные (D-3) мощностью 2—5 м с постепенными (изредка с размывом) взаимопереходами. Средняя мощность циклов по свите 7—9 м, редко до 20 м.

В Зейско-Буреинской впадине увеличиваются мощности элементарных циклов (в среднем до 12—20 м), иногда до 40—45 м. В их составе значительную роль приобретают песчаные и гравелистые базовые элементы. Циклы 2—3-компонентные, изредка 4-компонентные: гравелисто-песчано-глинистые (B-$4\frac{1}{4}$), гравелисто-песчано-глинистые угленосные (B-$6\frac{2}{6}$) с выпадением одного-двух элементов в нижней части, реже песчано-глинистые (C-3), песчано-глинистые угленосные (C-$5\frac{1}{3}$) с выпадением двух элементов в нижней части, глинистые угленосные (E-3). В большинстве случаев циклы перекрывают друг друга с размывом, срезая значительную часть верхней части цикла.

Вверх по разрезу характерно уменьшение мощности циклов, увеличение роли глинистых циклов, налегание с размывом циклов гравелисто-песчано-глинистого и песчано-глинистого типов, постепенные взаимопереходы между глинистыми и глинистыми угленосными циклами.

По данным палинологических исследований (М.В. Зива, 1975—1977 гг.) возраст свиты ранне-среднемиоценовый [Варнавский, Мамонтова, 1979]. Распределение растительных ассоциаций бузулинской свиты по разрезу свидетельствует о потеплении климата и проявлении климатического оптимума на рубеже раннего и среднего миоцена [Ахметьев, 1974]. По литологическому, минеральному и химическому составу можно предположить, что нижняя часть свиты относится к нижнему, а верхняя — к среднему миоцену.

Сазанковская свита имеет весьма широкое распространение. В сазанковское время Ушумунская и Зейско-Буреинская впадины соединились и с этого времени развивались как единый седиментационный бассейн. На всех нижележащих отложениях сазанковская свита залегает несогласно с размывом (см. рис. 17), мощность ее резко изменчива — от 80 м в Ушумунской впадине до 120 м в Зейско-Буреинской.

Литолого-фациальный состав свиты характеризуется преимущественным развитием светло-серых, в основном несортированных (S_0=2,15—9,3), изредка сортированных (S_0=1,7—2,0) косослоистых песков разной (преимущественно крупной) зернистости и песчано-гравелистых образований фаций руслово-пойменного комплекса. В нижней части большое значение имеют галечники и гравийники, обычно несортированные (S_0=2), изредка сортированные (S_0=1,69—2,00), ожелезненные. Верхняя часть свиты более тонкозернистая, здесь встречаются пойменные и старичные, реже озерные глинисто-алевритовые образования. В средней части отмечаются маломощные линзы бурых углей технологической группы $Б_1$.

Галечники часто содержат мелкие валуны. Состав валунно-галечно-гравийного материала разнообразен. Это в основном кремнистые яшмовидные породы, кварц, реже эффузивы, граниты, гнейсы, сланцы, песчаники и аргиллиты. Заполнителем их является сильно ожелезненный глинистый, гравелистый крупнозернистый песок.

Слоистость песков косая, диагональная, перекрестная, типа русел рек и временных потоков, реже горизонтальная пойменная. Анализ элементов падения косых серий, замеренных в обнажениях по рекам Зее, Белой, Завитой и другим, показывает общее южное направление стока вод палеоречных артерий.

Пески по минеральному составу разнообразны; преобладают полевошпатово-кварцевые (кварца 61—83%, полевого шпата 17—37%), содержащие значительное количество обломков пород (до 12%).Изредка встречаются мономинеральные кварцевые пески. Гравийный и галечный материал в песках представлен кварцем, эффузивами, туфами, гранитами, осадочными и метаморфическими породами.

Глины белого, желтоватого цвета, изредка коричневые, серые и темно-серые, однородные, иногда параллельно-слоистые за счет намыва по плоскости наслоения песчано-алевритового или слюдистого материала, преимущественно каолинитовые, с примесью бейделлита и гидрослюды, очень редко монтмориллонитовые. Сазанковская свита имеет цикличное строение. Циклы сокращенные, размытые сверху, гравелисто-песчаные, песчаные, изредка гравелисто-песчано-глинистые, песчано-глинистые, мощностью от 5 до 55 м. Редко отмечаются угленосные циклы: галечниково-песчаные, галечниково-песчано-глинистые и гравелисто-песчано-глинистые. Циклы с грубозернистыми, галечниковыми, гравелистыми, песчаными базовыми слоями ложатся на нижележащие, как правило, с размывом, причем размывы зачастую достигают базового слоя, так что в разрезе мы видим чередование гравийников и песков (базовых слоев циклов) с редкими линзами алевритов и глин. Стратиграфическое положение свиты на III Дальневосточном региональном межведомственном стратиграфическом совещании было определено на уровне верхнего миоцена.

Белогорская свита с резким размывом ложится на все более ранние образования, слагает повышенные участки территории, отсутствует на участках глубокого вреза современных водотоков. Литологически она делится на две части: нижнюю песчано-галечниковую и верхнюю песчано-глинистую. Нижняя часть сложена большей частью охристо-желтыми песками разной, преимущественно грубой зернистости, с гравием и галькой, с частыми линзами и прослоями гравийников, галечников. Это образования фаций временных потоков и русел рек. Базальный слой свиты представлен слабоожелезненным галечником и грубозернистыми гравелистыми песками мощностью до 2 м. В массе галечников отме-

чаются иногда валуны размером до 15—20 см. Верхняя часть свиты залегает на нижней согласно, представлена серыми, желтовато-серыми мелкозернистыми глинистыми и слюдистыми песками, глинистыми алевритами разной зернистости и светло-серыми глинами фаций поймы и пойменных озер. Мощность свиты резко меняется и полностью зависит от морфологии рельефа (от 0 до 80 м в Ушумунской и до 70 м — в Зейско-Буреинской впадинах).

В распределении литолого-фациальных комплексов свиты по площади и в разрезе намечается продолжающееся от сазанковского времени увеличение роли руслово-пойменных образований. Болотно-озерные литофации имеют резко подчиненное значение. В Ушумунской впадине они почти полностью отсутствуют, в Зейско-Буреинской развиты в зоне внутренних поднятий, как бы окаймляя их, либо в зонах наибольшего погружения подошвы свиты.

Валуны и галька состоят из кварца, халцедона, яшмовидных кремнистых пород, кварцевых порфиров, гранитоидов, обломков осадочных пород (песчаников, конгломератов). Пески имеют полевошпатово-кварцевый состав (кварц — 50—70, полевые шпаты — до 30%, обломки пород и минералов тяжелой фракции — до 1,2%).

Для минерального состава тяжелой фракции белогорской свиты характерно преобладание малоустойчивых к выветриванию минералов — эпидота и роговой обманки. По сравнению со всеми нижележащими осадочными образованиями здесь отмечается наименьшее содержание циркона (0,2—4,9%), наибольшее — сфена (6,3—7,5%) и граната (5,9%); аутигенные минералы в Ушумунской впадине практически отсутствуют, гидроокислы железа в незначительных количествах отмечаются в Зейско-Буреинской впадине.

Глины и глинистый материал песчано-галечниковых пород представлены в основном гидрослюдами с примесью каолинита. Цикличность белогорской свиты сходна с сазанковской.

Таким образом, в разрезе палеогена и неогена Ушумунской и Зейско-Буреинской впадин можно выделить элементы, характеризующие динамику развития этих впадин.

В Ушумунской впадине в предкивдинское время — слабовыраженный размыв без несогласия (кратковременное поднятие, перерыв в осадконакоплении). В кивдинское (дат—палеоцен) время — непрерывный малоциклично[1] построенный разрез, песчано-глинистый угленосный (непрерывное осадконакопление — формирование песчано-глинистой угленосной толщи). На рубеже кивдинского и райчихинского времени (палеоцена и второй половины эоцена) — слабовыраженный повсеместный размыв в центральных частях впадины без углового несогласия, в прибортовых частях — со слабовыраженным несогласием, значительное изменение в составе растительных комплексов (незначительное по амплитуде, но повсеместное и длительное поднятие, перерыв в осадконакоплении, широкое развитие процессов химического и физического выветривания, область денудации слабо расчлененная, всхолмленная).

В райчихинское время — непрерывный существенно малоцикличный разрез (непрерывное осадконакопление — формирование глинистой угленосной аллювиально-озерной толщи). На рубеже райчихинского и мухинского времени (эоцена и олигоцена) повсеместный размыв без несогласия, слабовыраженный (повсеместный подъем, перерыв в осадконакоплении, область денудации выровненная).

В мухинское время (олигоцен) — непрерывный весьма малоцикличный разрез существенно глинисто-алевритовых озерных отложений (условия некомпенсирован-

[1] Здесь и в дальнейшем — разрезы практически всех свит циклично построены, но отличаются количеством циклов. С тем чтобы как-то отразить это отличие, мы условно вводим понятия: весьма малоцикличный — в разрезе элементарный цикл; малоцикличный — один—три элементарных цикла; цикличный — до десяти элементарных циклов; многоцикличный — более десяти элементарных циклов.

ного осадконакопления, выровненный рельеф областей денудации). На рубеже мухинского и бузулинского времени (палеогена и неогена) отмечается повсеместный размыв и несогласное налегание неогеновых образований на палеогеновые (повсеместный подъем и перерыв в осадконакоплении).

В бузулинское время (ранний—средний миоцен) — непрерывный цикличный разрез песчано-глинистых угленосных отложений, осложненный в средней части (возможно, на рубеже нижнего и среднего миоцена) повсеместным размывом (*непрерывное осадконакопление; предположительно на рубеже раннего и среднего* миоцена — кратковременный повсеместный размыв, перерыв в осадконакоплении, резкий подъем в области денудации, глубокий врез эрозионных долин и вынос в область осадконакопления неразрушенных, слабоустойчивых к выветриванию минералов тяжелой фракции). На рубеже бузулинского и сазанковского времени (среднего и позднего миоцена) — повсеместный размыв и слабовыраженное несогласное налегание сазанковских осадков на бузулинские (повсеместный подъем, выравнивание области осадконакопления, перерыв в осадконакоплении). В сазанковское время (поздний миоцен) — непрерывный цикличный разрез существенно песчаных и гравелисто-песчаных отложений (непрерывное перекомпенсирование осадконакопления в условиях ускоренного поднятия областей денудации, обильного сноса терригенного материала и разноса его меандрирующими реками в бассейне осадконакопления).

На рубеже сазанковского и белогорского времени — размыв, несогласное *налегание плиоценовых образований на миоценовые (повсеместный подъем,* денудация, перерыв в осадконакоплении). В белогорское время (плиоцен—ранний квартер) — непрерывный цикличный разрез существенно песчаных внизу и песчано-глинистых вверху отложений (непрерывное перекомпенсированное осадкоотложение в условиях еще более возросших темпов поднятия областей денудации и сноса с него слаборазложившегося терригенного материала — формирование существенно песчаных осадочных толщ).

В Зейско-Буреинской впадине в целом происходили сходные геологические события. Вместе с тем имеются и существенные отличия, проявившиеся в эоцен-олигоценовое время. Непрерывной малоцикличной глинистой, слабо угленосной толще райчихинской свиты Ушумунской впадины в Зейско-Буреинской соответствует глинисто-песчаная безугольная, а существенно глинистой толще мухинской свиты отвечает длительный перерыв в осадконакоплении. Неогеновый этап развития Зейско-Буреинской впадины отличается увеличением (по сравнению с Ушумунской впадиной) *скоростей осадконакопления соответственно в раннем—среднем* и позднем миоцене от 5 до 14 и от 15 до 24 м в 1 млн. лет.

Структурно-фациальная зона Ханкайского массива

В центральной части Раковской впадины угловская свита представлена пере*слаиванием алевритов и плотных песков с пропластками бурого угля. В основании* свиты развиты грубообломочные глинисто-песчано-дресвяные склоновые образования и песчано-галечниковые породы фаций русел рек и временных потоков. В верхней части угловской свиты (на глубине 270 м) скважинами вскрыт пласт бурого угля мощностью до 21 м. Общая мощность угловской свиты 80 м (рис. 20).

Отложения надеждинской свиты несколько больше распространены по сравнению с угловской. В центральной части Раковской впадины ее однородные глинисто-алевритовые образования мощностью до 150 м без видимого размыва и несогласия перекрывают угленосные отложения угловской свиты. Представлена она здесь зеленовато-светло-серыми, светло-серыми, коричневато-серыми и светло-коричневыми алевритами и глинами фаций открытого, проточного озера, периодически зарастающего, заболачивающегося. В основании свиты отмечаются прослои мелкозернистого песчаника с известково-сидеритовыми конкрециями, а в верхней

части — углистые глинисто-алевритовые породы со значительным содержанием углефицированных растительных остатков. В краевых частях впадины в основании свиты появляются грубообломочные отложения склоновых фаций, ложащиеся на элювий пород фундамента и, возможно, на угловскую свиту. По мере приближения к бортам впадины тонкозернистые алеврито-глинистые породы сменяются песчаными образованиями фаций прибрежного мелководья озера и руслово-пойменного комплекса.

Однородные глинисто-алевритовые отложения надеждинской свиты вверх по разрезу сменяются 60-метровой пачкой переслаивания однородных плитчатых коричневатых алевритов разной зернистости фаций прибрежного зарастающего и заболачивающегося озера и мелкозернистого песчаника фаций прибрежного мелководья озера. В верхней части этой пачки отмечаются прослои тонкоплитчатых, листоватых углистых глин и матовых углей фаций зарастающего озера и торфяных болот. И.Б. Мамонтова, анализировавшая спорово-пыльцевые комплексы из этих отложений, указывает на сходство их с позднеолигоценовыми палинофлорами надеждинской свиты п-ова Речного [Мамонтова, 1977] и верхнеугленосной толщи Нижнебикинской впадины.

Пачка переслаивания алевритов и песков сменяются 90-метровой толщей угленосных отложений, представленных мелкозернистыми песчаниками фаций руслово-пойменного комплекса и прибрежного мелководья озера, однородными алевритами и глинами фаций открытых проточных озер, коричневыми и темно-коричневыми глинами фаций торфяных болот. Отмечаются прослои диатомитов, туфодиатомитов. Угли гумусовые — $Б_2$.

С северо-запада (где Раковская впадина соединяется с Павловской депрессией) на юго-восток увеличивается общая мощность угленосных отложений, количество угольных пластов и мощность междупластий. Мощные угольные пласты и залежи, имеющиеся у северного борта впадины, в этом направлении расщепляются на многочисленные маломощные пласты. В этом же направлении увеличивается роль тонкозернистых озерных глинисто-алевритовых образований.

По данным Т.И. Демидовой, определившей спорово-пыльцевые комплексы из этих отложений, в описываемой угленосной толще преобладает пыльца покрытосеменных растений, а сам комплекс свидетельствует о теплоумеренном—умеренном климате, миоценовом возрасте вмещающих пород. Описанный ею спектр сходен со спектрами раннего—среднего миоцена Южного Приморья и среднемиоценовыми спектрами Японии.

В Павловской депрессии намечаются два типа разрезов: для западной, наиболее погруженной ее части, с мощностями более 400 м и для восточной, где мощность рассматриваемых отложений редко превышает 200—250 м. Почти на всей ее территории в основании разреза имеется пачка склоновых щебнисто-глинистых отложений различной мощности (от долей метра до 20 м) и разного возраста. Нередки случаи, когда на складчатое основание депрессии ложатся песчано-глинистые угленосные отложения и даже содержащаяся в них угольная залежь. В депрессии имеет место "трансгрессивный" характер залегания осадков с более древними слоями в наиболее погруженной западной части депрессии и более молодыми — на ее окраинах.

В западной части депрессии склоновые образования (фаций осыпей у подножия склонов, конусов выноса, водоемов у подножия склонов) вверх по разрезу постепенно сменяются косослоистыми средне- и мелкозернистыми плотными песками фаций руслово-пойменного комплекса с линзами и прослоями алевритов и глин фаций открытых, проточных и зарастающих, заболачивающихся озер. В нижней части этих отложений отмечается пласт угля, выклинивающийся к востоку.

В восточных районах депрессии песчано-глинистая толща содержит угольную залежь мощностью от 15 до 40 м. К западу, в сторону наиболее глубокой части депрессии, эта залежь расщепляется на семь групп пластов мощностью от 0,2

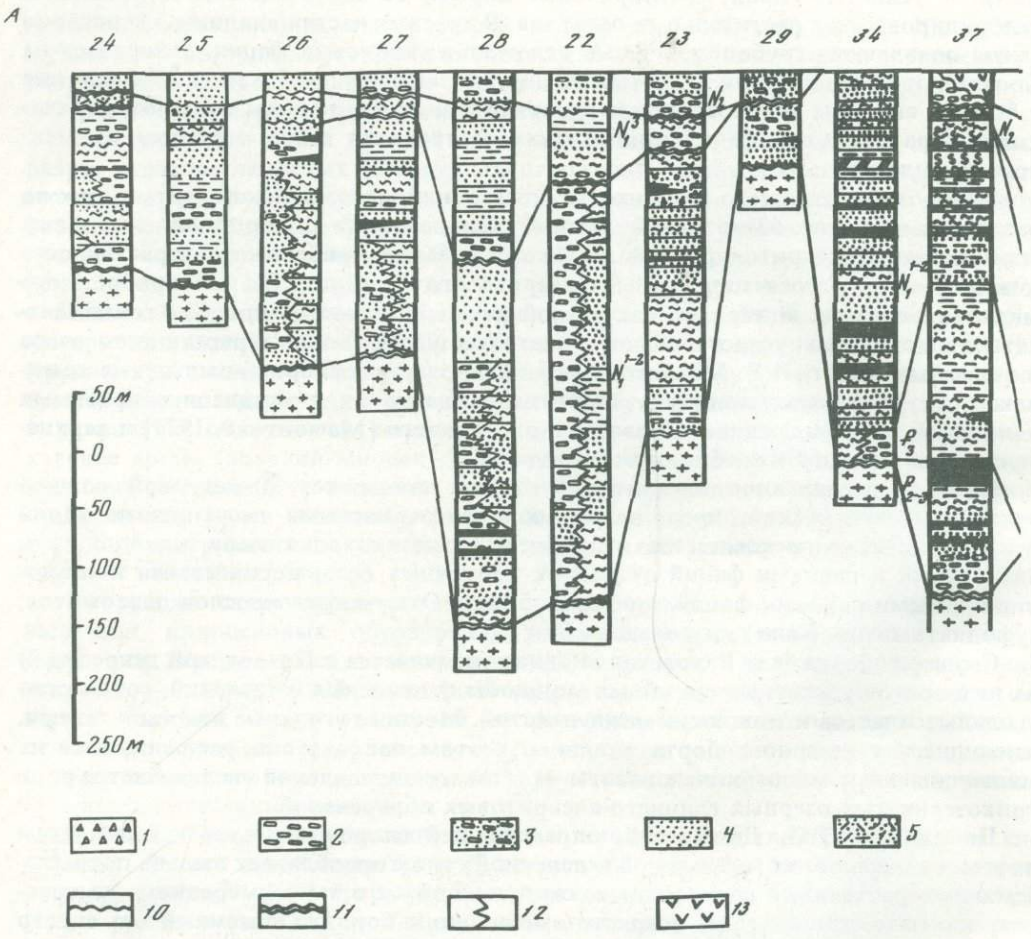
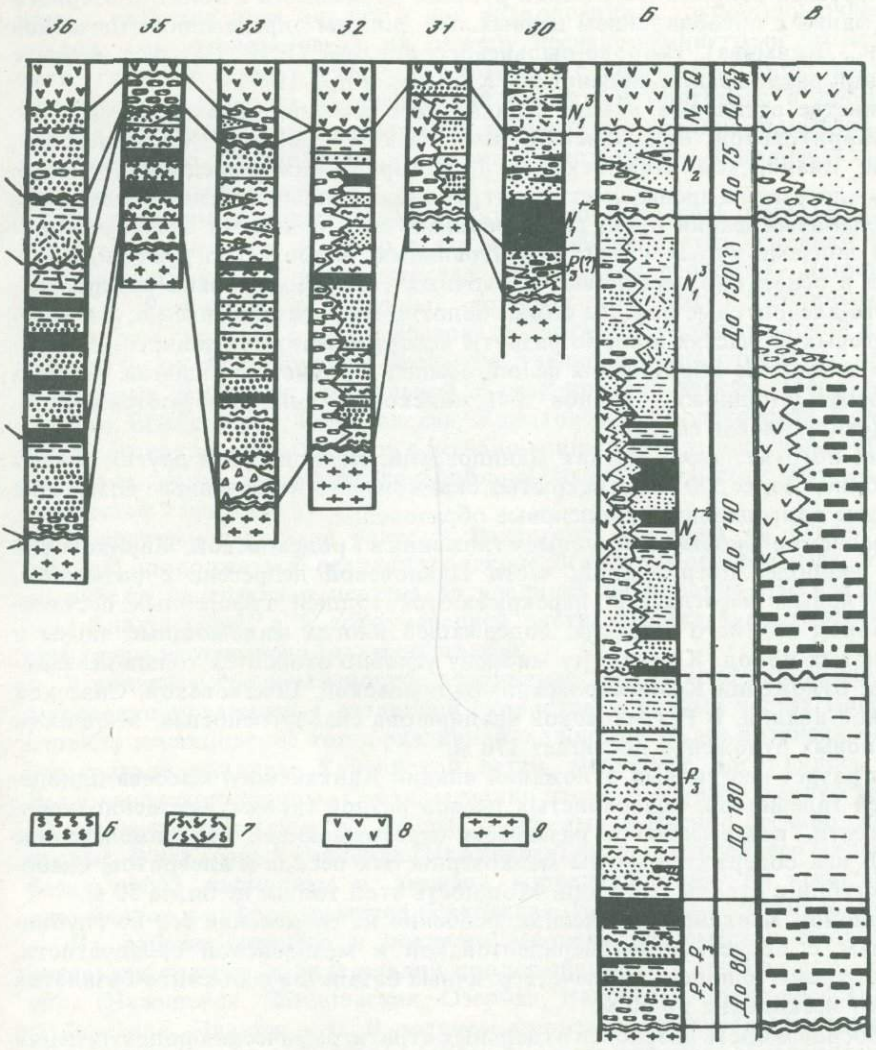


Рис. 20. Схема литолого-стратиграфической корреляции разрезов палеогеновых и неогеновых отложений впадин структурно-фациальной зоны Ханкайского массива (*А*), сводный стратиграфический разрез (*Б*), последовательность геологических событий (*В*)

1 — глинисто-песчано-дресвяные, щебнистые образования фаций подножия склонов; *2* — галечники фаций русел рек; *3* — песчано-галечниковые образования; *4* — пески; *5* — туфогенные породы (туфы, туффиты, туфоалевролиты, туфопесчаники); *6* — диатомит; *7* — туфодиатомит; *8* — базальты, андезито-базальты; *9* — гранитоиды кристаллического основания осадочных бассейнов; *10* — контакт размыва; *11* — контакт кайнозойских отложений с фундаментом впадин; *12* — латеральные фациальные переходы. Геологические события: *13* — эффузивный магматизм основного состава. Цифры над разрезами — номера впадин (см. рис. 6). Остальные условные обозначения см. на рис. 13, 14

до 10 м каждая. В этом же направлении происходит замещение крупнозернистых пород более мелкозернистыми. Угли, как правило, гумусовые с линзочками сапропелевых. Местами в верхей части угленосных отложений отмечаются туфогенные породы. По данным определения отпечатков растений (Р.С. Климова) и спорово-пыльцевого анализа (Т.И. Демидова, И.Б. Мамонтова) возраст базальных слоев угленосной толщи Павловской депрессии (ниже угольного пласта) определяется как позднеолигоценовый—раннемиоценовый, а в наиболее погруженной части Павловской депрессии, не вскрытой скважинами, возможно, и более ранний. Возраст пласта угля "Первый" и вышележащей угленосной толщи раннесреднемиоценовый.

В Реттиховской впадине на коры выветривания кембрийских, ордовикских и нижнедевонских кристаллических и метаморфических пород ложатся разнозернистые слабосцементированные песчаники с примесью гранитной дресвы и



обломков пород, с линзами глинисто-песчано-дресвяных образований фаций подножия склонов. Переходы от кор выветривания к этим отложениям постепенные, незаметные. Склоновые несортированные образования постепенно сменяются переслаиванием мелко- и среднезернистых глинистых песчаников, песков и алевритов фаций руслово-пойменного комплекса, серыми и светло-серыми уплотненными глинами фаций болотно-озерного комплекса. В этой толще мощностью до 45 м содержатся маломощные пропластки углистых глин и углей.

Толща перекрывается мощным (до 40 м) пластом бурого угля "Нижний". По данным Р.С. Климовой, А.Ф. Крамчанина, Т.И. Демидовой [1977], спорово-пыльцевой комплекс, содержащийся в угле этого пласта, сходен со спектрами олигоцена Приморья и сопредельных территорий; не исключен и ранне-среднемиоценовый возраст пласта. Подстилающие пласт угля песчано-глинистые отложения имеют, по всей вероятности, позднеолигоценовый возраст.

Непосредственно над пластом угля залегают туфоалевролиты и туфодиатомиты (суммарная мощность 6,3 м) фаций озерного водоема с весьма устойчивым и довольно спокойным гидродинамическим режимом, которые выше сменяются

песчано-глинистыми отложениями фаций руслово-пойменного и болотно-озерного комплексов фаций с преобладанием первых. По данным определения отпечатков растений (Р.С. Климова), спорово-пыльцевого анализа (Е.И. Царько), возраст этих отложений ранне-среднемиоценовый [Климова и др., 1977].

В большинстве остальных впадин Ханкайского массива (Турьерогской, Гродековской, Жариковской, Вадимовской, Шмаковской, Спасской, Меркушевской, Даниловской, Ивановской, Нежинской и др.) разрезы нижне-среднемиоценовых отложений представлены преимущественно грубообломочными песчано-галечниковыми образованиями фаций русел рек с редкими маломощными пластами, пропластками и линзами бурых углей. В центральных, наиболее погруженных участках иногда в основании неогеновых осадочных толщ значительно распространены глинисто-алевритовые породы фаций болотно-озерного комплекса, а в краевых, прибортовых их частях широко развиты несортированные глинисто-песчано-дресвяные и щебнистые образования фаций осыпей у подножия склонов, конусов выноса, водоемов у подножия склонов. В Нежинской впадине отмечаются базальтовые лавы (сандуганская свита).

В наиболее погруженных участках Даниловской, Ивановской и других впадин массива (глубиной более 500 м), не вскрытых скважинами и неизученных, возможны и более древние олигоценовые и эоценовые образования.

Нижне-среднемиоценовые угленосные отложения в Гродековской, Жариковской и западной, наиболее погруженной, части Павловской депрессии с размывом, местами с угловым несогласием перекрываются толщей туфогенных песчано-глинистых пород верхнего миоцена, содержащей иногда маломощные линзы и прослои углистых пород. К верхнему миоцену условно относится толща песчано-галечниковых отложений Комиссаровской, Вадимовской, Шмаковской, Спасской и Реттиховской впадин. В Реттиховской впадине она слабоугленосная. Мощность верхнемиоценовых отложений достигает 170 м.

Венчается разрез неогеновых отложений впадин Ханкайского массива плиоценовой толщей галечников, косослоистых песков разной (преимущественно крупной) зернистости, повсеместно с размывом перекрывающей все нижележащие отложения. В ней содержатся линзы мелкозернистых песков и алевритов, слабоизмененные стебли и стволы растений. Мощность этой толщи не более 50 м.

В ряде районов Ханкайского массива, особенно на сочленении его по глубинным разломам с областью позднепалеозойской и мезозойской складчатости, отмечаются покровы плиоцен-древнечетвертичных базальтов и андезито-базальтов мощностью от нескольких до 60 м.

Слабая обоснованность возрастов отдельных стратиграфических подразделений большинства впадин Ханкайского массива не позволяет проследить динамику осадочного процесса (во времени) равноценно на всей территории описываемой структурно-фациальной зоны. Имеющийся материал палеоботанического обоснования возрастов осадочных толщ наиболее изученных Павловской депрессии, Раковской и Реттиховской впадин, наличие хотя бы отрывочных, но убедительных данных по другим структурам массива, информация о составе и соотношениях осадочных толщ позволяют лишь в целом представить ход геологического развития осадочных бассейнов в этом регионе, выделить геологические события, происходившие здесь в палеогене и неогене и сформировавшие современный облик осадочных бассейнов.

Тот факт, что наиболее древние из палеогеновых и неогеновых отложений (эоцен-олигоценовые) известны во впадинах краевой зоны Ханкайского массива (Гоголевская, Раковская), а также грабеноподобная структура этих впадин свидетельствуют о том, что в олигоцене (и возможно, позднем эоцене) под влиянием активных тектонических движений, происходивших в смежной с массивом складчатой области, его окраина испытала дробление с образованием грабеноподобных структур типа Раковской (на юге) и Гоголевской (на севере) впадин. На ранних

этапах развития этих впадин в них накапливались грубообломочные склоновые осадки, сменившиеся вверх по разрезу песчано-глинистыми угленосными (аналоги угловской свиты) и затем существенно глинистыми, глинисто-алевритовыми отложениями (аналоги надеждинской свиты). В олигоцене в дробление вовлекаются внутренние зоны массива (Воздвиженская впадина, наиболее погруженная западная часть Павловской депрессии и, возможно, Даниловская, Ивановская, Реттиховская впадины).

Но особенно активно область Ханкайского массива погружается на рубеже палеогена и неогена. Именно в это время формируется основная часть впадин. Во впадинах южной части массива (Павловская депрессия, Даниловская, Ивановская, Реттиховская впадины), которые тяготеют к основным угленосным структурам смежной с юга и востока области позднепалеозойской и мезозойской складчатости, формируются преимущественно песчано-глинистые промышленно-угленосные толщи; в центральной и северной его частях (Меркушевская, Спасовская, Шмаковская, Вадимовская, Жариковская, Гродековская, Комиссаровская, Турьерогская впадины) наряду с песчано-глинистыми угленосными образованиями большую долю занимают грубообломочные гравелисто-галечные и глинисто-щебнистые образования.

В сформировавшихся ранее (в палеогене) впадинах на рубеже палеогена и неогена продолжается осадконакопление без видимого размыва. Иначе говоря, на рубеже палеогена и неогена во впадинах на окраине массива продолжалось осадконакопление, а в зонах средней части массива закладывались грабенные структуры неогенового седиментогенеза.

В раннем и среднем миоцене погружение складчатого основания происходило дифференцированно и с различной скоростью в разных частях массива, что обусловило и накопление толщ различной мощности. Более интенсивные погружения испытывали впадины Ханкайской ветви, медленнее погружалось ложе впадин Раздольненской группы. Соответственно этому в первых широко развиты грубообломочные отложения, во вторых — преимущественно песчано-глинистые угленосные. В некоторых впадинах (Нежинская) на уровне среднего миоцена проявился базальтовый магматизм и, видимо, коррелятное ему по времени накопление диатомитов и туфодиатомитов (Раковская, Павловская, Реттиховская впадины).

На рубеже среднего и позднего миоцена повсеместно проявились подъем региона и размыв, в ряде впадин продолжавшиеся в течение всего позднего миоцена (Нежинская, Даниловская, Озерная, Раковская, Меркушевская) и плиоцена (Поисковая, Ивановская). В позднем миоцене незначительное осадконакопление возобновилось во впадинах северной части массива (Турьерогская, Комиссаровская, Гродековская, Жариковская, Вадимовская, Шмаковская, Спасовская) и в отдельных впадинах южной его части (Павловская, Реттиховская), где накапливались существенно песчаные, зачастую туфогенные, реже песчано-галечниковые *и глинистые, глинисто-алевритовые образования, ложащиеся со слабовыраженным* несогласием на подстилающие отложения.

Повсеместный подъем испытывает регион и на рубеже миоцена и плиоцена. Плиоценовые грубообломочные песчаные и песчано-галечниковые (преимущественно) образования с размывом и несогласием перекрывают нижележащие толщи. В позднем плиоцене в зоне впадин южной окраины массива (Раковская, Павловская, Озерная, Даниловская, Ивановская, Нежинская) после кратковременного, но повсеместного перерыва проявился базальтовый магматизм.

Амгунь-Амурская структурно-фациальная зона

Наиболее древние эоценовые образования установлены в Нимеленской, Нижнеамурской и Удыль-Кизинской впадинах. Не исключено, что эти отложения могут быть в нижних, неизученных частях разреза Имской, Ул-Лонгарийской и других впадин, имеющих глубину до 500 м и более (рис. 21). В Нимеленской, Нижне-

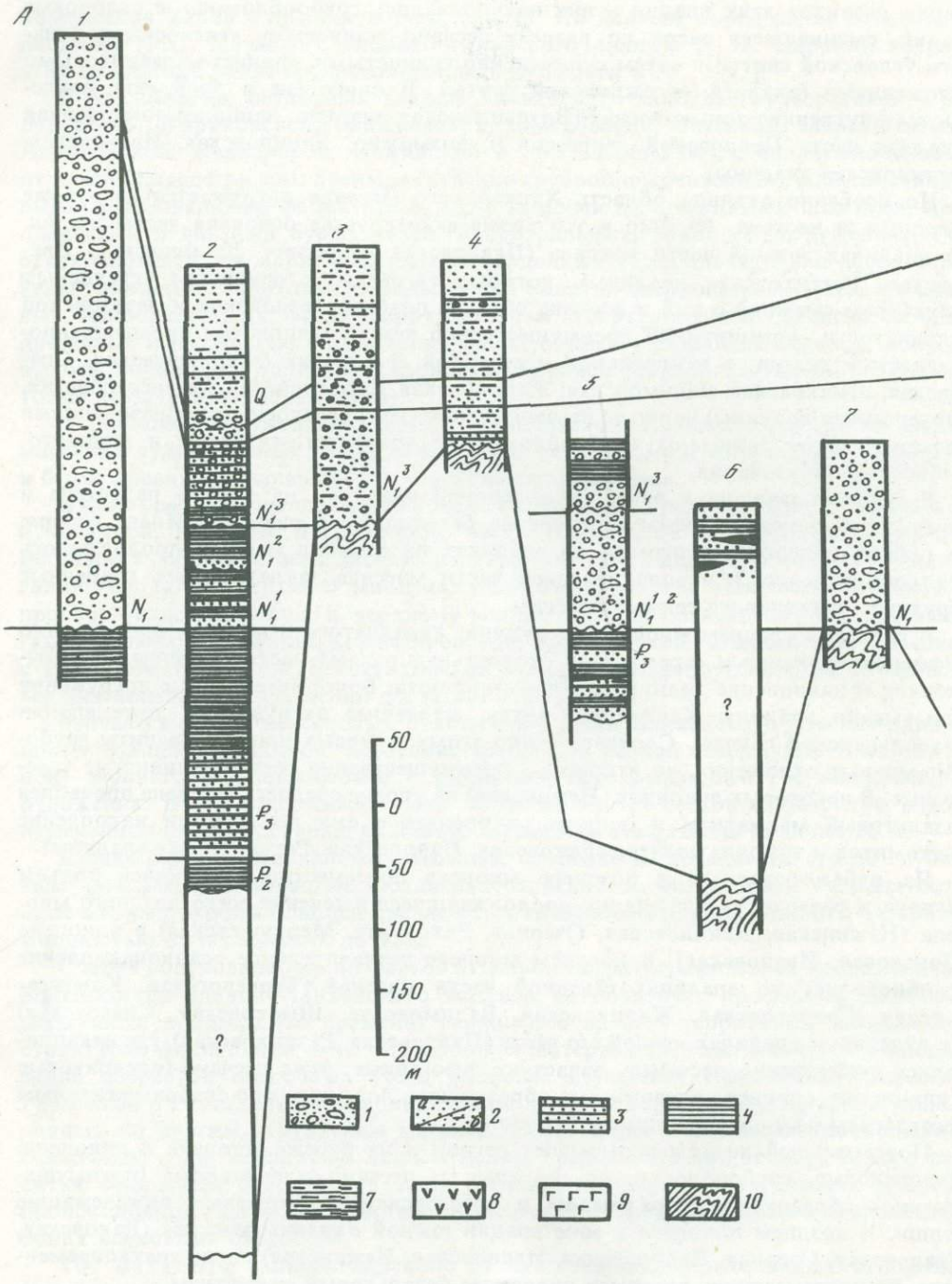
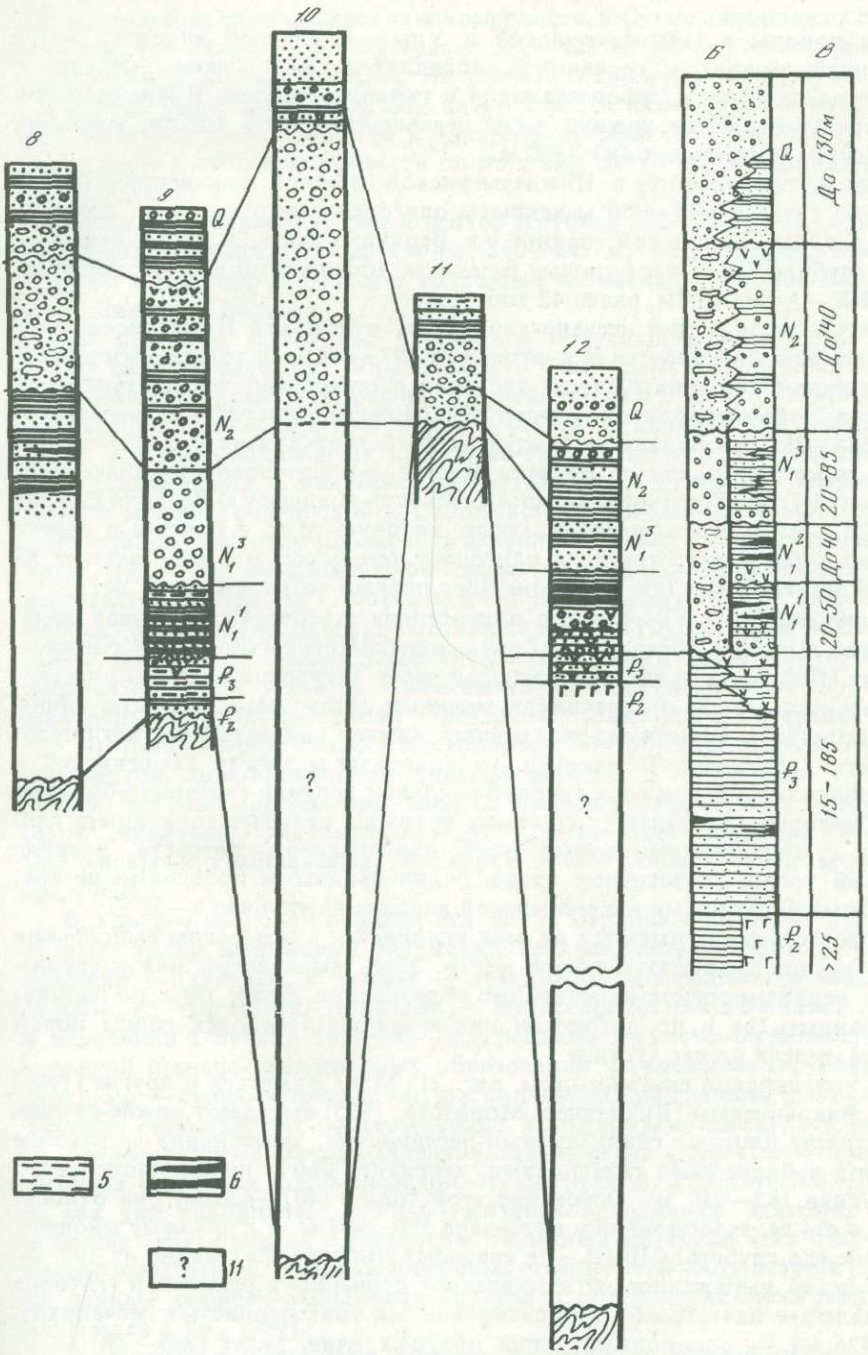


Рис. 21. Схема корреляции (*А*), сводный литолого-стратиграфический разрез (*Б*) палеогена и неогена осадочных бассейнов Амгунь-Амурской структурно-фациальной зоны (по материалам М.А. Ахметьева и других [1969], с изменениями по скважине с. Упагда), сводная схема последовательности геологических событий (*В*)

1 — галечники с валунами; *2* — пески (*а*), пески глинистые (*б*); *3* — песчаники слабосцементированные; *4* — глины; *5* — суглинки, супеси; *6* — угли; *7* — алевролиты, аргиллиты, трепелы, диатомиты; *8* — туфы, туффиты, туфопесча-



ники; *9* — базальты, андезито-базальты; *10* — породы складчатого основания; *11* — не вскрытая скважинами и неизученная часть разреза. Условные обозначения геологических событий см. на рис. 13, 14, 20. Цифры *1—12* над разрезами: *1* — Тугурская впадина, *2* — скв. 1 (сел. Упагда), *3* — скв. 2 (сел. им. П. Осипенко); *4* — скв. 3 (сел. Малышевское), *5* — Усолгинская впадина, *6* — Имская впадина, *7* — Имско-Бичинский грабен, *8* — Ул-Лонгарийская впадина, *9* — скв. 4 (оз. Орель), *10* — скв. 5 (протока Кеурская), *11* — скв. 6 (с. Воскресенское), *12* — скв. 7 (сел. Верхняя Гавань)

амурской и Удыль-Кизинской впадинах возможны и более древние отложения палеогена.

Эоценовые породы в Нижнеамгунской и Удыль-Кизинской впадинах представлены толщей алевритов, песчаников, аргиллитов, диатомитов, трепелов с прослоями туфов, туффитов, туфопесчаников и туфоалевролитов. В Нимеленской впадине к эоцену относится нижняя часть песчано-глинистой толщи, вскрытая Упагдинской скв. 1 в интервале 480—500 м.

В скважине 4, пробуренной в Нижнеамгунской впадине на северном берегу озера Орель, на глубине 345—380 м вскрыты олигоценовые отложения. В скв. 7, пробуренной в Удыль-Кизинской впадине у с. Верхняя Гавань, к эоцену отнесены вскрытые на глубине 235 м порфировые базальты, абсолютный возраст которых, определенный К—Ar-методом, равен 42 млн. лет.

К олигоцену отнесен разрез песчано-глинистых отложений Нимеленской впадины, вскрытых Упагдинской скв. 1 в интервале 407—480 м, и толща аргиллитов, алевролитов, песчаников, диатомитов, трепелов с прослоями туфов, туффитов, туфопесчаников, туфоалевролитов, вскрытая в Нижнеамгунской впадине скв. 4 на глубине 345—380 м. Вулканогенно-туфогенный состав этих осадков свидетельствует о сносе материала из области Восточно-Азиатского вулканического пояса. Скважиной 7, пробуренной в Удыль-Кизинской впадине у с. Верхняя Гавань, на глубине 228—235 м вскрыта пачка туфов, которую М.А. Ахметьев и другие [1969] считают возможным отнести к олигоцену тем более, что она залегает на базальтах и андезито-базальтах, имеющих абсолютный возраст 42 млн. лет.

На западном побережье Тугурского полуострова в береговых обрывах обнажаются валунно-галечные образования бираджинской свиты (по Л.И. Красному, Г.С. Ганешину [1951]), а в наиболее прогнутой части Тугурской впадины под толщей аллювиальных песков и галечников мелкими скважинами вскрыты глины [Ахметьев и др., 1969], возможно, являющиеся нижней глинистой частью бираджинской свиты (олигоцен). И наконец, на водоразделе между Усолгинской и Омальской впадинами обнажаются грубообломочные валунно-галечные образования (аналог бирандинской свиты), а в самих впадинах скважинами вскрыта глинистая толща с пропластками бурых углей олигоценового возраста. Верхние горизонты этой толщи (пластичные глины с линзовидными прослоями песков) вскрыты мелкими скважинами в Усолгинской впадине на глубине 4—58 м.

Миоценовые отложения имеются во всех впадинах и в осадочном выполнении большинства из них занимают главное место. Здесь выделяются нижне-среднемиоценовые и верхнемиоценовые осадочные образования. Более того, по палинологическим данным, да и по литологии нижне-среднемиоценовая толща пород может быть разделена на две части.

В разрезе Упагдинской скважины (см. рис. 21) М.А. Ахметьев и другие [1969] вслед за В.В. Вихлянцевым [Вихлянцев, Морозова, 1965] выделяют нижне-среднемиоценовую толщу плотных глин, местами песчанистых, залегающих на глубине 210—426 м под выветрелыми галечниками, вероятнее всего, позднемиоценового возраста (глубина 142—210 м). Основание этой толщи (407—426 м) они относят к олигоцену, часть ее, залегающую в интервале 370—407 м — к нижнему миоцену, а все остальное (до глубины 210 м) — к среднему миоцену. Как видно из рис. 24, толща имеет четко выраженное четырехчленное строение: в основании (глубина 426—486 м) залегает пачка слабо сцементированных тонкозернистых песчаников, выше (290—426 м) — однородная толща плотных глин, далее (245—290 м) — пачка переслаивания песков и глин, и, наконец (210—245 м), — пачка однородных глин.

Геологическое развитие в палеогене, завершившееся повсеместно на юге материковой части Дальнего Востока образованием мощной однородной глинисто-алевролитовой толщи озерных осадков, а в вулканических областях — пепловых туфов, туффитов или кислых эффузивов (мухинская, бирофельдская, надеждин-

ская, декастринская, колчанская и другие свиты), свидетельствует о том, что осадочные бассейны Амгунь-Амурской структурно-фациальной зоны не являются исключением из сложившейся закономерности, и толща однородных глин, вскрытая Упагдинской скважиной в интервале 290—426 м, вполне может рассматриваться как олигоценовая часть разреза. Не избежав такой же условности, какую допустили указанные выше исследователи, автор счел целесообразным выделенный ранее олигоценовый разрез дополнить однородной глинистой толщей, а границу между палеогеном и неогеном провести по подошве пачки переслаивания песков и глин, т.е. на глубине 290 м.

Пачку переслаивания глин и песков (глубина 245—290 м) мы относим условно *к нижнему, а вышележащие глины (210—245 м) — к среднему миоцену.* Разрез в таком виде коррелируется с разрезами остальных регионов юга материковой части Дальнего Востока.

На западном побережье Тугурского полуострова обнажается 500-метровая толща валунно-галечных образований и слабосцементированных конгломератов бираңджинской свиты [Красный, Гайешин, 1951]. В.В. Вихлянцев указывает, что породы свиты смяты в пологие (12—14°) складки [Вихлянцев, Морозова, 1965]. Эта грубообломочная толща, по-видимому, подстилается глинами, вскрытыми скважинами в наиболее прогнутой части Тугурской впадины. На водоразделе между Усолгинской и Омальской впадинами и в Имско-Бичинской впадине установлена грубообломочная валунно-галечная толща, являющаяся, по-видимому, аналогом бираңджинской свиты (нижний—средний миоцен), мощность ее достигает 100—150 м. С определенной долей условности к нижнему—среднему миоцену можно отнести вскрытые скважинами до глубины 50 м (в Имской впадине) глины, аргиллиты, пески, слабосцементированные песчаники с маломощными *прослоями бурых углей. В Нижнеамгунской впадине к нижнему миоцену отнесена* верхняя часть (вскрытая Орельской скважиной в интервале глубин 287—345 м) толщи чередующихся алевролитов, аргиллитов, диатомитов, песчаников и туффитов, содержащая слои углистых пород.

По данным определения спор и пыльцы, ископаемых отпечатков флоры (М.А. Ахметьев), диатомовых (А.И. Струве) этот комплекс сопоставляется с миоценовыми комплексами Приморья и юга Хабаровского края [Ахметьев и др., 1969].

В Удыль-Кизинской впадине скв. 7 у с. Верхняя Гавань на глубине 56—227 м вскрыта толща неогеновых отложений, верхняя часть которой (до глубины 105 м) отнесена к плиоцену, а нижняя — к миоцену. Мы разделили миоценовую часть разреза на три части: нижнюю — мелкозернистых песчаников, с галечником в основании (глубина 195—227 м); среднюю — песчано-глинистую угленосную с пачкой песчано-галечниковых образований в основании (глубина 155—195 м); верхнюю — существенно песчаную с подчиненными глинами (глубина 105—155 м). *Условно они отнесены, соответственно, к нижнему, среднему, верхнему миоцену.*

Грубозернистые песчано-галечниковые, изредка глинистые отложения верхнего миоцена отмечены в Нимеленской, Чукчагирской, Усолгинской, Нижнеамурской и, как уже говорилось, в Удыль-Кизинской впадинах. Залегают они на нижележащих, как правило, с размывом. Галечный материал этих отложений обычно сильно выветрелый. Позднемиоценовый возраст этой части разреза устанавливается по данным спорово-пыльцевого анализа и определения пресноводных диатомей [Ахметьев и др., 1969].

Плиоценовые осадочные породы повсеместно распространены во впадинах Амгунь-Амурской структурно-фациальной зоны и представлены преимущественно грубообломочными песчано-галечниковыми и валунными образованиями, слабосцементированными конгломератами, изредка гравийниками и разнозернистыми песками. Лишь в приамурской группе впадин (Нижнеамгунской и Удыль-Кизинской) в разрезе плиоцена отмечаются слои глин. Спорово-пыльцевые спектры

этой части неогенового разреза резко отличаются от миоценовых. Общее количество холодостойких покрытосемянных растений примерно в три раза превышает термофильные.

Таким образом, во впадинах Амгунь-Амурской структурно-фациальной зоны на фоне преимущественного развития неогеновых отложений имеют место эоценовые и олигоценовые. В палеогеновой части разреза, по имеющимся данным, осадочные толщи постепенно сменяют друг друга. Неогеновый разрез имеет более сложное строение. В осадочном комплексе впадин фиксируются размывы на рубеже палеогена и неогена, последний с размывом залегает на нижележащих среднемиоценовых, верхнемиоценовых и плиоценовых комплексах. Редкая сеть скважин, пробуренных в этом регионе, не позволяет фиксировать несогласия, и мы их намечаем (со значительной долей условности) на рубежах палеогена и неогена, среднего и верхнего миоцена, верхнего миоцена и плиоцена на основании анализа случаев выпадения из разреза отдельных стратиграфических подразделений и резкого уменьшения мощностей нижележащих толщ.

Территория Амгунь-Амурской структурно-фациальной зоны в палеогене и неогене развивалась весьма дифференцированно, причем эта дифференциация отмечается как во времени закладки осадочных бассейнов (от эоцена, возможно, палеоцена до позднего миоцена),так и в дальнейшем развитии. Наиболее раннее заложение имеют, по-видимому, Тугуро-Нимелено-Чукчагирская, Нижнеамгунская и Нижнеамурская впадины, в пределах которых вскрыты и изучены эоцен-олигоценовые отложения и не известна нижняя часть разрезов мощностью от 300 до 1000 м. Во впадинах, сопряженных с вулканическим поясом, отмечаются вулканогенные образования преимущественно основного состава в верхних частях эоцена и олигоцена, в нижнем и среднем миоцене, верхах плиоцена (см. рис. 20).

Среднеамурская структурно-фациальная зона

Палеогеновые и неогеновые осадочные и вулканогенные образования Среднеамурской впадины с размывом залегают на разновозрастном (от архея до верхнего мела) складчатом основании.

В принятой на III Дальневосточном региональном межведомственном стратиграфическом совещании схеме стратиграфического расчленения палеогеновые и неогеновые осадочные отложения зоны делятся на пять свит: чернореченскую (палеоцен (?) — эоцен—нижний олигоцен), бирофельдскую (верхний олигоцен), ушумунскую (нижний—средний миоцен), головинскую (верхний миоцен), приамурскую (плиоцен). Чернореченская и ушумунская свиты по наличию угольных пластов в разрезе делятся на две подсвиты [Власов, Варнавский, 1966; Варнавский, Устиновский, 1967; Варнавский, 1971].

Наиболее древние породы нижней подсвиты чернореченской свиты, вскрытые скв. 1/3-ОК в Бирофельдском грабене, представлены в нижней части косослоистыми песками мелкой, средней и крупной зернистости фаций русел рек, однородными, изредка пологоволнисто-слоистыми глинами, алевритами фаций открытых озер, маломощными пластами и пропластками бурых углей и углистых глин фаций торфяных болот (рис. 22). Большое значение в разрезе имеют туффиты псаммит-псефитовой, реже алеврит-псаммитовой структуры. Обломочный материал песчаных и алевритовых разностей пород представлен в основном андезитами, андезитовыми порфиритами, дацитами. Коэффициент терригенности в среднем равен 70%. Для этой части разреза характерны циклы преимущественно группы *А* (базовый слой — галечник, изредка до единичного — группы *В* и *Е*) без углей. Мощность циклов здесь меняется от 7 до 60 м (средняя 22,6 м). Основания циклов ложатся на нижележащие с размывом.

Выше по разрезу несколько возрастает роль однородных, реже волнисто-слоистых глин фаций проточных пойменных и застойных озер. Широко развиты

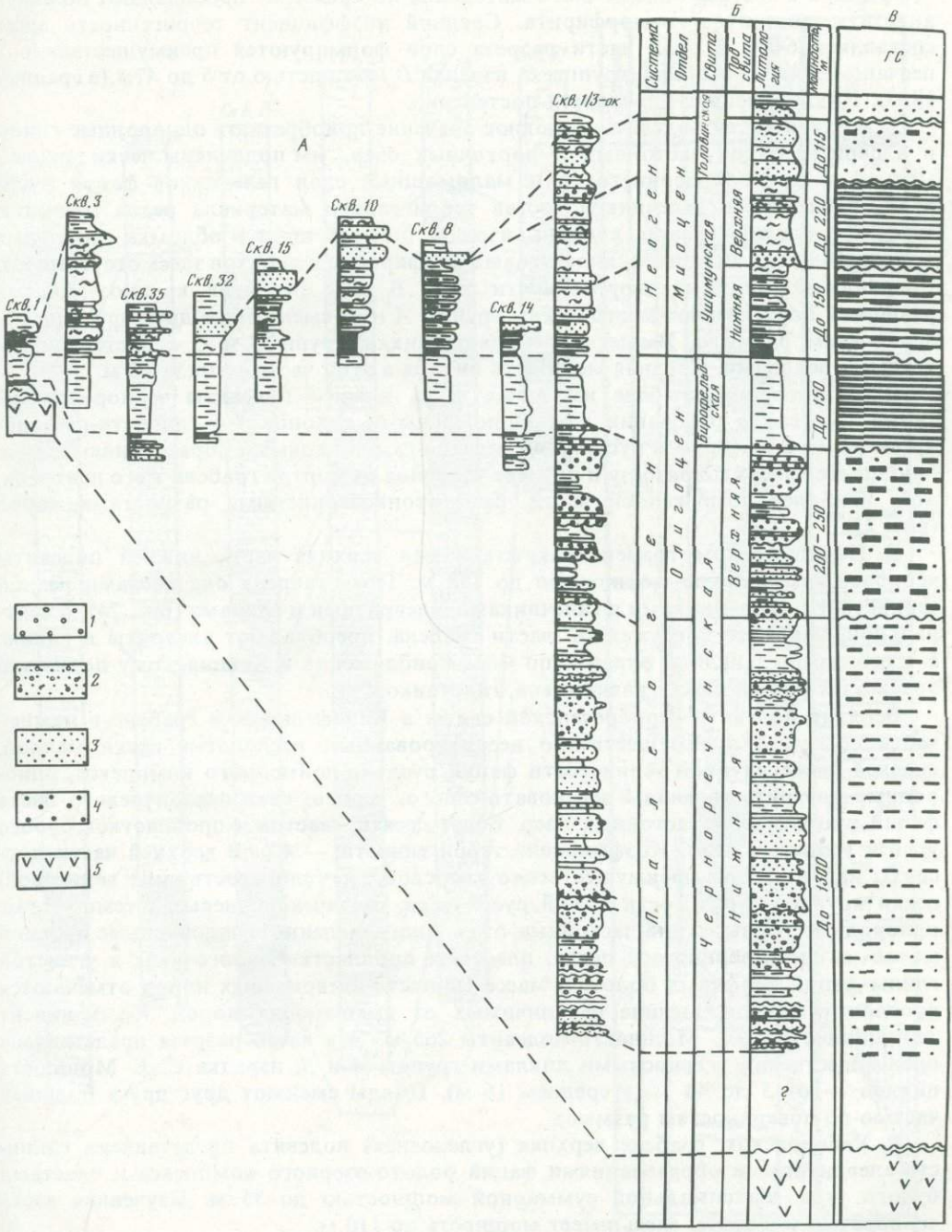


Рис. 22. Схема сопоставления (*А*), сводный литолого-стратиграфический разрез (*Б*) палеогеновых и неогеновых отложений Бирофельдского грабена, последовательность геологических событий (ГС) (*В*)

1 — галечники; *2* — песок с галькой; *3* — песчаник; *4* — песок; *5* — андезиты, дациты, порфириты. Условные обозначения геологических событий см. на рис. 13, 14, 20

туффиты, а в составе обломочного материала по-прежнему преобладают обломки андезита, андезитового порфирита. Средний коэффициент терригенности здесь составляет 64%. В этой части разреза слои формируются преимущественно в песчано-глинистые циклы (группы *С*, изредка *D* мощностью от 5 до 47м,(в среднем 18 м). Циклы сменяют друг друга постепенно.

В верхней части подсвиты основное значение приобретают однородные глины и алевриты фаций застойных и проточных озер, им подчинены пески средней, мелкой и крупной зернистости и маломощные слои галечников фаций русла реки. Выше слоев галечников состав терригенного материала резко меняется, здесь преобладают кварц, кремень, изредка полевой шпат и обломки осадочных пород. Обломки андезитов, андезитовых порфиритов и дацитов здесь отсутствуют. Средний коэффициент терригенности 51%. В зоне развития крупнозернистых разностей пород имеют место циклы группы *А* и *Б*, сменяющие друг друга по поверхностям размыва. Выше преобладают циклы групп *В* и *С* с постепенными взаимопереходами. Средняя мощность циклов в этой части разреза 15 м.

В Хабаровском грабене изученная часть нижней подсвиты чернореченской свиты сложена в основании грубообломочными склоновыми глинисто-песчано-дресвяными со щебнем и русловыми песчано-галечниковыми образованиями, сменяющимися вверх по разрезу и по мере удаления от бортов грабена к его центральной, наиболее погруженной части, более тонкозернистыми разностями пород (рис. 23).

В Переяславском грабене вскрыта самая верхняя часть нижней подсвиты чернореченской свиты мощностью до 158 м. Представлена она песками разной зернистости, гравийниками и галечниками, алевритами и глинами (рис. 24). В центральной, наиболее погруженной части грабена, преобладают алевриты и глины, а к его северо-западной окраине по мере приближения к Хехцирскому поднятию возрастает роль песков, гравийников, галечников.

Верхняя подсвита чернореченской свиты в Бирофельдском грабене в нижней части содержит преимущественно несортированные, неслоистые пески мелкой, средней, реже крупной зернистости фаций руслово-пойменного комплекса, однородные алевриты и глины зеленовато-серого, серого, светло-коричневого цвета фаций проточных и застойных озер, более десяти пластов и пропластков бурого угля и углистых глин. Коэффициент терригенности — 4%. В верхней части подсвиты наблюдаются преимущественно косослоистые (слоистость типа дельтовой) пески крупной зернистости фаций русла реки, светло-коричневые и темно-серые однородные глины фаций застойных озер, многочисленные маломощные прослои мелко- и среднезернистого песка, пласты и пропластки бурого угля и углистой глины фаций торфяных болот. В массе глинисто-алевритовых пород отмечаются прослои туффитов, внешне неотличимых от вмещающих пород. Коэффициент терригенности 53%. Мощность подсвиты 265 м. Эта часть разреза представлена преимущественно угленосными циклами группы *А* и *В*, изредка *С*, *Е*. Мощность циклов — от 5 до 44 м (в среднем 16 м). Циклы сменяют друг друга большей частью по поверхностям размыва.

В Хабаровском грабене верхняя (угленосная) подсвита представлена глинисто-алевритовыми образованиями фаций болото-озерного комплекса и пластами бурого угля, максимальной суммарной мощностью до 35 м. Изученная часть чернореченской свиты здесь имеет мощность до 110 м.

В Переяславском грабене верхняя подсвита представлена подобными бирофельдским и хабаровским типами пород, и в их распределении по латерали намечается та же закономерность, т.е. по мере приближения к бортам грабена возрастает роль русловых и склоновых образований. Отличительной особенностью Переяславского грабена является наличие известковистых разностей пород — известковистых песчаников и мергелей фаций засолоненных водоемов, отмечаются слои бентонитовых глин.

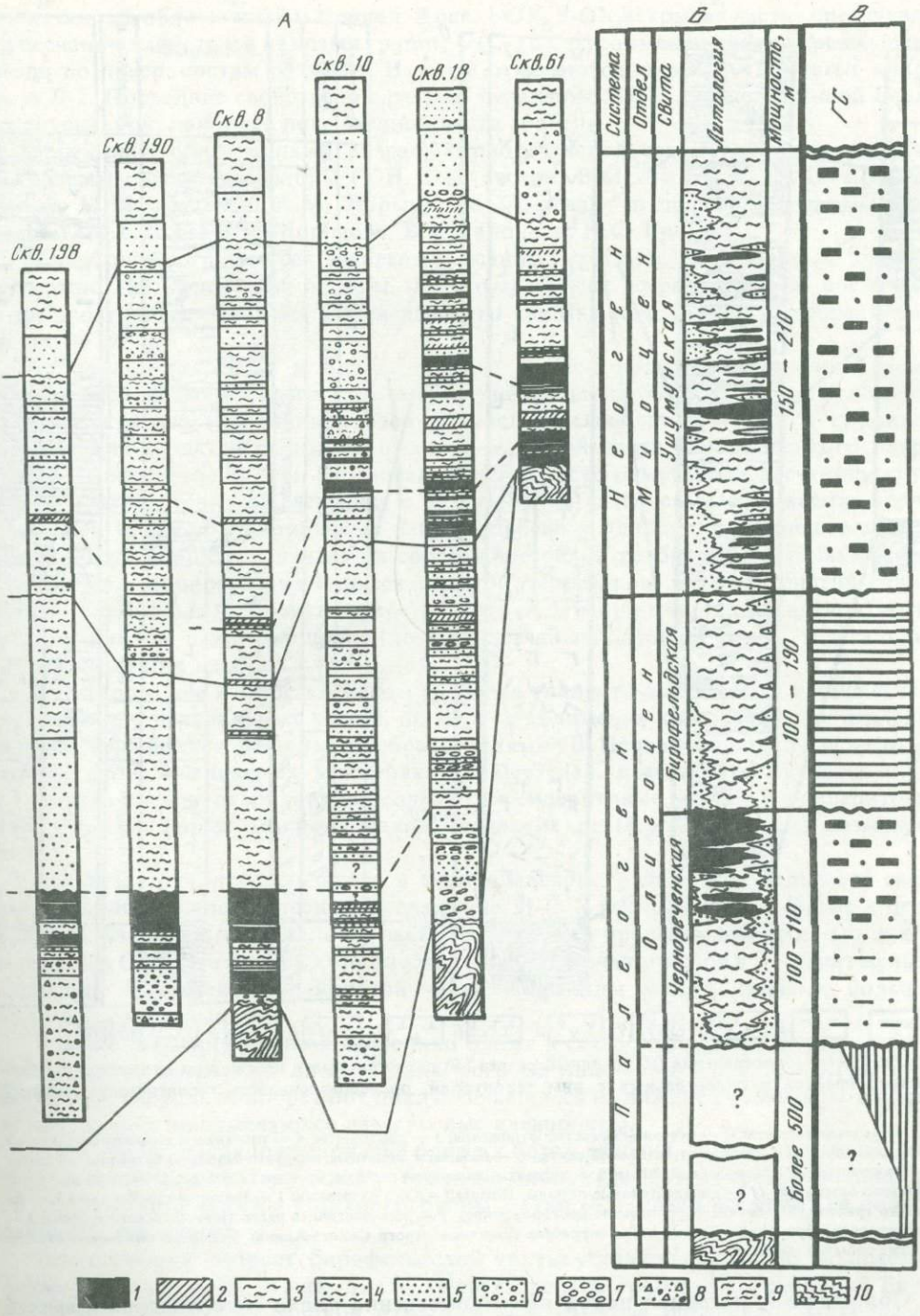


Рис. 23. Схема сопоставления (*А*), сводный разрез (*Б*) палеогеновых и неогеновых отложений Хабаровского грабена, последовательность геологических событий (*В*)

1 — уголь и углистые глины фаций торфяных болот; *2* — коричневые, темно-коричневые, темно-серые глины фаций застойных и зарастающих озер: *3, 4* — озерные образования: *3* — глинистые, *4* — алевритовые; *5—7* — пески (*5*), пески с галькой (*6*), галечники (*7*) фаций руслово-пойменного комплекса; *8* — глинисто-песчано-щебнистые осадочные образования (мусорные породы) фаций комплекса подножий склонов; *9* — алевриты гравелистые; *10* — допалеогеновые породы фундамента Хабаровского грабена. Условные обозначения геологических событий см. на рис. 13, 14, 20

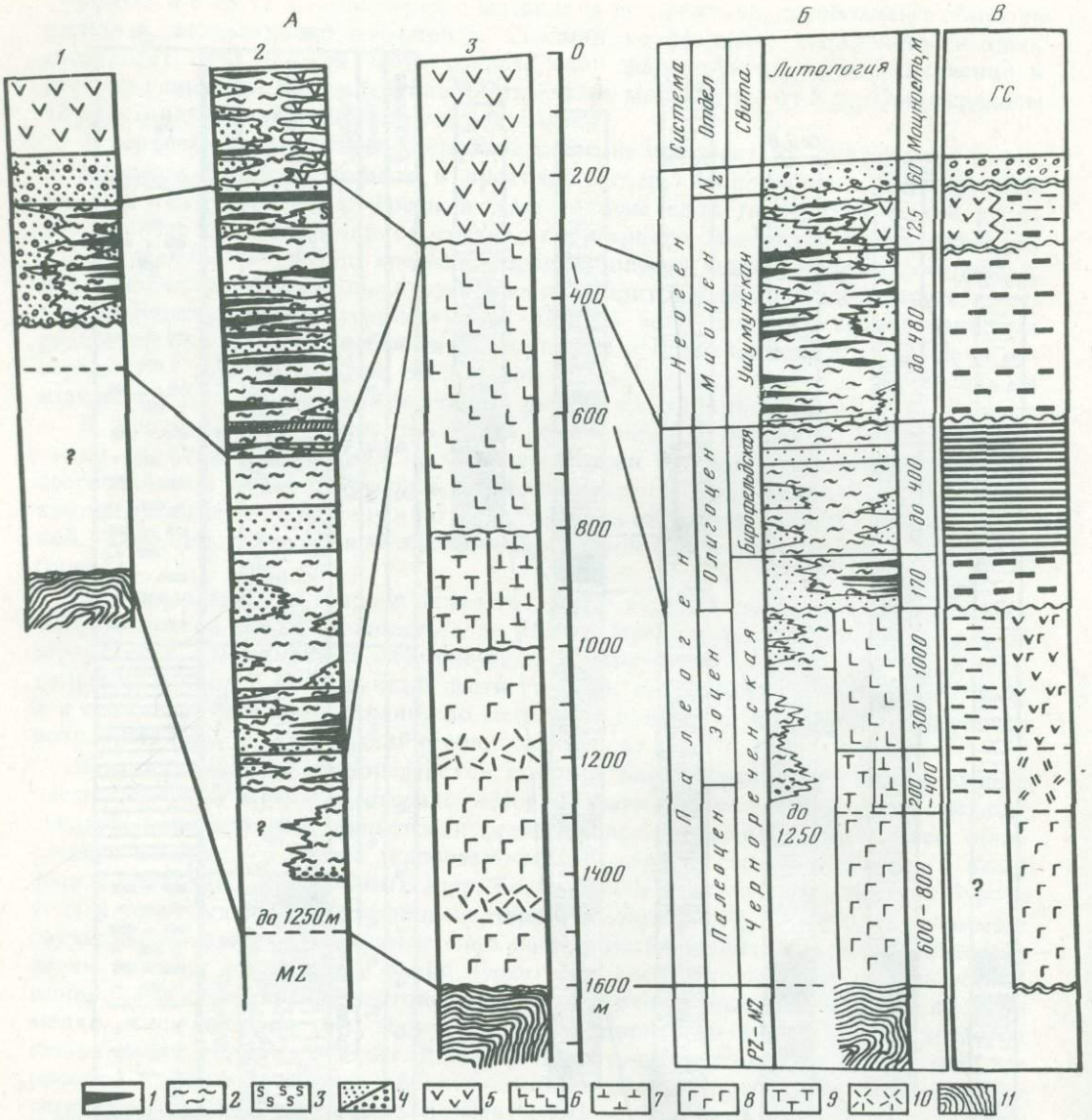


Рис. 24. Схема сопоставления (*А*), сводный разрез (*Б*) палеогеновых и неогеновых отложений Переяславского грабена и сопредельных с ним территорий, последовательность геологических событий (ГС) (*В*)

1 — угольные пласты; *2* — песчано-глинистые отложения; *3* — диатомиты; *4* — песчаные и песчано-галечниковые комплексы пород; *5* — базальты кизинской свиты; *6* — базальты, андезиты, андезито-базальты кузнецовской свиты; *7* — трахилипариты богопольской свиты; *8* — андезиты, андезито-базальты; *9* — трахидациты; *10* — туфы андезитов и андезито-базальтов; *11* — допалеогеновые породы. Цифры *1—3* над разрезами: *1* — северо-восточная часть Переяславского грабена (Мухéнское буроугольное месторождение), *2* — юго-восточная часть Переяславского грабена, *3* — юго-восточное обрамление Переяславского грабена (западные отроги Сихотэ-Алиня). Условные обозначения геологических событий см. на рис. 13, 14, 20

Обломочный материал пород преимущественно плохо отсортирован и вместе с тем хорошо окатан. Лишь в редких слоях галечников и гравелитов обломки имеют угловатую форму. Это свидетельствует о том, что отложившийся здесь обломочный материал доставлен, вероятно, с северо-востока крупной водной артерией, протекавшей вдоль северо-западного и северного бортов грабена. И лишь временами из боковых долин, со стороны Хехцирского поднятия, сносился

неокатанный обломочный материал. В скв. 1-ОК, 9-ОК вскрытая часть представлена песчано-глинистыми циклами группы *С* (*С*-3 и *С*-2) со сменой циклов преимущественно по поверхностям размыва. Изредка отмечаются алеврито-глинистые циклы типа *D*-2. Последние свойственны разрезу скважины 51-ОК, расположенной ближе к центральной, наиболее погруженной части грабена.

Эоцен-раннеолигоценовый возраст чернореченской свиты устанавливается по ископаемым остаткам флоры (Т.Н. Байковская, В.М. Штемпель, А.П. Криштофович, М.М. Кошман, А.М. Нарышкина-Камаева) и спорово-пыльцевым комплексам (М.В. Зива, В.Г. Морозова, В.В. Гапонова, Н.С. Громова).

В наиболее погруженных участках описанных грабенов развиты более древние, возможно, палеоценовые породы, которые иногда встречаются на восточных и юго-восточных окраинах Переяславского грабена (скв. 2 у пос. Сидими) [Варнавский, 1971].

Бирофельдская свита в Бирофельдском грабене представлена толщей однородных неслоистых кремового цвета туфогенных глинисто-алевритовых отложений фаций открытых (проточных) озер с прослоями пепловых туфов и туффитов, содержащих остатки диатомей, в северо-западной части Мориловецкого погружения — пепловым туфом. В основании свиты часто отмечаются песчаники крупной и мелкой зернистой, лежащие с размывом на угленосных отложениях чернореченской свиты. В прибортовых частях грабена в однородной глинисто-алевритовой массе пород увеличивается содержание редко разбросанной гальки, отмечаются маломощные линзующиеся прослои песчаников, угля и углистой глины. Разрез бирофельдской свиты представлен одним мощным (115 м) алеврито-глинистым циклом с маломощным (до 5 м) песчаным базовым слоем, залегающим на нижележащих породах с размывом.

В Хабаровском и Переяславском грабенах глинисто-алевритовая толща свиты, типичная для центральных частей, по мере приближения к бортам в значительной степени насыщается песчаными образованиями. В Переяславском грабене отмечаются слои темно-серых известняков и мергелей, известковистых песчаников; в глинисто-алевритовых породах содержатся сидеритовые и глинисто-сидеритовые конкреции в форме микрожелваков, желваков размером 3—4 см, возможно, линз.

В отличие от Бирофельдского в Переяславском грабене бирофельдская свита имеет полицикличное строение. В скважине 51-ОК, расположенной ближе к центральной, наиболее погруженной, части грабена, она представлена восемью циклами группы *С* (*С*-2), в которых мощность базового песчаного слоя в 5—10 раз меньше мощности его алеврито-глинистой части. Переходы между циклами большей частью постепенные.

В скв. 1-ОК, пробуренной несколько ближе к северо-западному борту грабена, число циклов возрастает до 29. Циклы того же типа, что и в скв. 51-ОК; но здесь значительную роль приобретают циклы, ложащиеся на нижние с размывом. В составе циклов иногда отмечаются известковые алевролиты.

В скв. 9-ОК, расположенной еще ближе к борту грабена, наряду с уменьшением мощности свиты до 145 м уменьшается число циклов (до 15) и их средняя мощность; по составу они относятся к циклам группы *В* (тип *В*-3), почти все лежат на подстилающих с размывом.

Олигоценовый возраст бирофельдской свиты устанавливается по ископаемой фауне [Попова, 1963]. В скв. 51-ОК (Переяславский грабен) из отложений бирофельдской свиты В.А. Марков отмыл, а Н.К. Быкова определила микрофауну фораминифер, сходных с комплексом микрофауны верхнего олигоцена Мангышлака [Варнавский, 1971].

В ушумунскую свиту выделена часть неогеновых отложений, залегающих выше однородных глинисто-алевритовых образований бирофельдской свиты. Ложатся они на бирофельдскую свиту в центральных частях грабенов согласно,

в краевых — с размывом. Литологически разрез свиты делится на две подсвиты: нижнюю (угленосную) и верхнюю (безугольную). Границы между ними проводятся по подошве слоя песка, залегающего с размывом на верхнем пласте угля нижней подсвиты, или же по кровле верхнего пласта угля (углистой глины).

В составе нижней подсвиты Бирофельдского грабена — алевриты и глины однородные и горизонтальноволнистослоистые фаций открытых, застойных и зарастающих озер, угли и углистые глины фаций торфяных болот, редкие слои *песков и слабосцементированных песчаников мелкой зернистости.*

В Хабаровском грабене состав ушумунской свиты разнообразен. Здесь отмечаются все литологические разности — от несортированных "мусорных" пород, дресвы и щебня до угля и углистых глин, в ряде мест отмечаются диатомиты, широко развиты старичные песчано-гравелистые отложения.

В Переяславском грабене нижняя (угленосная) подсвита характеризуется преимущественно глинисто-алевритовым составом осадков фаций озерно-болотного комплекса. Они занимают половину всего разреза подсвиты. Около 10% разреза составляют угли, углистые глины фаций застойных и зарастающих озер, около 2% — известковые песчаники, алевриты, глинистые известняки, аргиллиты. Осадки руслово-пойменного комплекса (более 35%) представлены преимущественно неслоистыми песками мелкой и средней зернистости. Отмечаются диатомиты.

В Бирофельдском грабене в подсвите содержится до 10, в Хабаровском — около 21, а в Переяславском — более 15 пластов бурого угля мощностью от долей метра *до 11 м. Мощность нижней подсвиты ушумунской свиты в Бирофельдском* грабене 100—150 м, в Хабаровском — 150—250 м, в Переяславском — до 480 м.

Верхняя подсвита ушумунской свиты в Бирофельдском грабене представлена алевритами песчаными, однородными фаций проточных озер, параллельнослоистыми фаций пойменных озер, горизонтальноволнистослоистыми фаций поймы и русла реки; песками мелкозернистыми, неслоистыми, изредка тонкогоризонтальнослоистыми фаций русла реки; песками крупно- и среднезернистыми, гравийниками и галечниками фаций русла реки; изредка однородными глинами и алевритами фаций болотно-озерного комплекса.

В Переяславском грабене она резко отличается от угленосной. Более половины ее разреза характеризуется песками фаций руслово-пойменного комплекса. Светлоокрашенные глинисто-алевритовые озерные осадки составляют здесь 37%, полностью отсутствуют известковистые породы, единичными маломощными линзами присутствуют угли и темно-коричневые, темно-серые глины. Мощность *подсвиты в Бирофельдском грабене 221, Переяславском — до 185 м.*

Разрез ушумунской свиты в Бирофельдском грабене имеет цикличное строение и представлен элементарными циклами преимущественно групп *С* и *D*, часто угленосными. В нижней половине (нижний миоцен) преобладают алеврито-глинистые, часто угленосные циклы мощностью от 12 до 36 м, в верхней половине (средний миоцен) — песчано-глинистые мощностью от 6 до 68 м.

В центральной части Переяславского грабена (скв. 51-ОК) нижне-среднемиоценовые отложения имеют мелкоцикличное строение; циклы преимущественно безугольные группы *С* (*С*-2, реже *С*-3), изредка угленосные (*С*-5 с выпадением элементов II-*а*, III-*а*). Взаимопереходы между циклами постепенные (циклы редуцированные). Ближе к бортовой части грабена (скв. 1-ОК) значительно шире развиты угленосные циклы группы *С*, часто имеют место циклы группы *В* (гравелисто-песчано-глинистые) и поверхности размыва в основании многих из них (наряду с редуцированными циклами широко развиты сокращенные, размытые сверху). В прибортовой части грабена (скв. 9-ОК) уменьшилась мощность нижне-среднемиоценовых отложений и более широкое развитие получили сокращенные циклы. В нижней части нижне-среднемиоценовых отложений часто имеют место циклы группы *В* (гравийно-песчано-глинистые), изредка группы *А* (галечниково-глинистые).

Ранне-среднемиоценовый возраст отложений ушумунской свиты устанавливается по ископаемой фауне [С.М. Попова, 1963], флоре (Р.З. Генкина), споре и пыльце (*А.И. Мянина, П.Н. Соколова*), диатомовым (*А.И. Моисеева*).

Восточнее Бирофельдского грабена в зоне Мориловецкого, Надеждинского и других грабенов Среднеамурской впадины выделяется головинская существенно песчаная свита верхнего миоцена. На подстилающих породах она лежит с размывом. В Бирофельдском грабене к ней, по-видимому, относятся существенно песчаные отложения с галечником в основании, вскрытые скважиной 1/3-ОК в интервале 36—140 м. В толще песков разной зернистости здесь отмечаются редкие маломощные прослои глин и алевритов. Последние венчают разрез. Головинская свита представлена преимущественно циклами группы *С*, и только в самом основании свиты развит цикл группы *А*. Он залегает с размывом и постепенно сменяется вверх по разрезу очередным циклом. Мощность головинской свиты достигает 115 м.

Палеоген-миоценовые отложения в Переяславском грабене несогласно с размывом перекрываются несортированными песчано-галечными образованиями *приамурской свиты плиоцен-древнечетвертичного возраста. Песчано-галечниковые* отложения приамурской свиты выполняют древние речные долины и залегают горизонтально, мощность их достигает 75 м.

Палеогеновое и неогеновое осадконакопление во впадине сопровождалось вулканизмом на ее западной и восточной окраинах и нередко в ее внутренних структурах с излияниями лав основного, среднего и кислого составов, выбросом огромного количества пеплового материала.

Наиболее древними из известных являются вулканогенные образования (андезиты, андезито-дациты, андезитовые порфириты и их туфы), обнажающиеся на северо-западном и юго-восточном обрамлениях Бирофельдского грабена, на восточном и юго-восточном обрамлениях Переяславского грабена. На восточном *обрамлении Среднеамурской впадины полоса этих эффузивов прослеживается* вдоль западного Сихотэ-Алинского структурного шва далеко на север. Андезиты, андезито-дациты и андезитовые порфириты залегают с резким угловым несогласием на всех более древних образованиях и смяты в пологие складки. Вблизи зон нарушений они превращены во вторичные кварциты.

Абсолютный возраст андезитовых порфиритов, обнажающихся в карьере у 34-го километра шоссе Биробиджан—Бирофельд, по данным В.В. Бобылева (1966 г.), соствляет 65±5 млн. лет; порфирита из карьера на левом склоне долины р.Щукина-третья, по данным Е.И. Бондаренко (1966 г.), —41 млн. лет; пироксеновых андезитов из карьера в 4,5 км северо-западнее пос. Бирофельд — 31 млн. лет; силифицированных витрокластических туффитов из карьера горы Бомбы — 34,5± ±1,5 млн. лет. Исходя из этих данных, автор условно относит описываемый эффузивный комплекс к палеоцену—эоцену. Мощность этого вулканогенного комплекса оценивается ориентировочно в 800 м.

В районе Бирофельдского грабена по вулканогенным породам описываемого комплекса образованы коры выветривания мощностью 25 м. По данным термического анализа верхней части коры свойствен каолинитовый тип глин, а нижней — каолинитовый с незначительной примесью гидрослюды.

В районе Переяславского грабена в бассейне р. Нельты Г.И. Степановым описаны трахиандезиты мощностью 200—500 м, абсолютный возраст которых равен 45 млн. лет (по К—Ar-методу).

Ю.Г. Струве (1960 г.) на юго-восточном обрамлении Среднеамурской впадины отмечает незначительные покровы липаритов и их туфов, параллелизуя их с кислыми эффузивами богопольской свиты, выделенной в 1954 г. С.А. Музылевым и другими в Приморье. По данным Ю.Г. Струве, липариты согласно перекрывают палеоценовые андезиты. Мощность липаритов и их туфов достигает 40 м. Здесь же на юго-восточном обрамлении Среднеамурской впадины установлены базаль-

ты, андезито-базальты, андезиты, несогласно перекрывающие вулканиты и сопоставляемые с подобным комплексом вулканитов кузнецовской свиты Центрального Сихотэ-Алиня и южного Приморья. Мощность описываемых вулканитов 300—1000 м. В прибортовых частях Бирофельдского грабена, в зоне ограничивающих его разломов, отмечается пачка миоценовых базальтов мощностью до 34 м, представленная чередованием слоев пористых и плотных базальтов.

До семи покровов базальтов мощностью 40 м вскрыты скважинами в крайней юго-западной части Среднеамурской впадины, в пределах Самарского грабена. До пяти покровов базальтов обнажаются и вскрыты скважинами северо-восточнее Хабаровского грабена. Базальты оливиновые, оливин-пироксеновые, щелочные. Е.Т. Михалина и Г.И. Харитонычев выделили их в кизинскую свиту.

В южной и юго-восточной прибортовой частях Переяславского грабена, в нижней части разреза верхней безугольной подсвиты ушумунской свиты появляются погребенные покровы базальтов. Линзообразный покров базальта отмечается в центральной части грабена. Наибольшая мощность базальтов зафиксирована по скв. 74 в районе г. Вяземского, в крайней юго-западной прибортовой части Переяславского грабена. Здесь перебурено восемь покровов базальтов, чередующихся с озерными светло-серыми и серыми туфогенными глинами. В этой же скважине над первым и вторым снизу покровами установлены слои кирпично-красных глин, являющихся переотложенной (в озерных условиях) корой выветривания базальтов. Кора выветривания базальтов отмечается в расположенной южнее скв. 78 и севернее, в районе с. Переяславки, где в скв. 5-ОК и в естественных обнажениях наблюдаются базальты и над ними кора выветривания — глины красные, охристые, оранжево-красные, желто-оранжевые.

Абсолютный возраст базальтов, обнажающихся в районе пос. Переяславка (Переяславский грабен), составляет 17,5 млн. лет (K-Ar-метод). В туфах базальтовых покровов Е.Т. Михалина собрала (1958 г.), а Р.З. Генкина определила ископаемые остатки растений, сходные с молодыми миоценовыми флорами верхнедуйской и агневской свит (средний миоцен) о-ва Сахалин [Варнавский, 1971]. Наибольшая мощность базальтов на юго-восточном обрамлении Среднеамурской впадины составляет 300—600 м.

На восточном обрамлении впадины, в среднем течении р. Анюй развиты покровы базальта, относимые многими исследователями к совгаванской свите плиоцен-древнечетвертичного возраста, который обосновывается положением между угленосными миоценовыми и древнечетвертичными осадочными образованиями.

Отсутствие данных по составу и строению нижних частей выполнения наиболее погруженных участков Бирофельдского, Хабаровского и Переяславского грабенов не позволяет достаточно полно и обоснованно говорить о характере развития Среднеамурской впадины и отдельных ее частей на ранних этапах ее геологической истории. Наличие вулканитов основного и среднего составов на бортах Бирофельдского и Переяславского грабенов, грубообломочный несортированный характер осадков в нижней (эоценовой) части разреза Бирофельдского грабена дает возможность с определенной долей условности предполагать, что начало формирования Среднеамурской впадины (по крайней мере ее северо-западной и юго-восточной краевых и наиболее погруженных зон) относится к даний-палеоценовому времени (возраст вулканитов 65 млн. лет, а невскрытая часть разреза во впадине составляет 500—1500 м).

По глубинным разломам в ее северо-западной и юго-восточной краевых зонах формировался вулканогенный комплекс пород основного и среднего составов, и здесь же (на месте Бирофельдского и Переяславского грабенов) образовывались рифтогенные структуры северо-восточного направления, заполнявшиеся вулканитами и грубообломочными склоновыми глинисто-щебнистыми и русловыми песчано-галечниковыми образованиями. Наличие морских (хотя и угнетенных)

форм фораминифер в олигоценовой толще свидетельствует о существовании здесь солоноватоводных бассейнов. Можно предположить, что солоноватоводные озерные водоемы с фораминиферами унаследованы от меловых морских бассейнов и Переяславский грабен в целом развивался унаследованно от верхнего мела [Варнавский, 1971]. Можно предположить далее, что в юго-восточном обрамлении грабена по глубинным разломам унаследованно от верхнего мела происходило излияние вулканитов основного и среднего составов; район испытал значительное поднятие, в результате которого морской бассейн отступил на юго-запад, в сторону Сунгарийской и, возможно, Ханкайской низменностей. На месте Переяславского грабена остались реликты этого моря в виде засолоненных озерных водоемов.

На ранних этапах, видимо, характерно было (на примере Бирофельдского грабена) перекомпенсированное осадконакопление. Грубообломочная толща имеет *мелкоцикличное строение с циклами, размытыми в верхней части. На поздних* этапах эоцена обстановка несколько стабилизируется. Существенно увеличившаяся роль озерных образований, значительно увеличившаяся мощность циклов свидетельствуют об увеличившейся скорости погружения ложа бассейна, развитии недокомпенсированного осадконакопления. Одновременно происходит выравнивание рельефа, создаются благоприятные условия для зарастания, заболачивания озерных водоемов, накопления растительной массы. На рубеже палеоцена и эоцена основной и средний вулканизм сменяется кислым, затем снова в эоцене возобновляется излияние лав среднего и основного составов.

На рубеже эоцена и олигоцена наметился кратковременный дифференцированный подъем региона, обусловивший развитие локальных размывов в Бирофельдском и на окраинах Хабаровского и Переяславского грабенов. В окраинных зонах Среднеамурской впадины (Бирофельдский и Переяславский грабены) в начале олигоцена резко увеличилась скорость погружения ложа бассейнов и одновременно активизировалось воздымание северо-западного обрамления впадины. В результате обильного сноса терригенного материала с северо-западных областей денудации в Бирофельдском грабене формируются мощные конусы выносов (дельты), на подводных участках которых накапливается растительный материал, формируются угольные пласты. В условиях больших скоростей погружения углеобразование происходит и в Переяславском грабене. Однако недостаточный объем сносимого с обрамления материала обусловливал здесь недокомпенсированное осадконакопление и кратковременное образование маломощных угольных пластов и углистых глин.

В Хабаровском грабене обстановка была в начале олигоцена более стабильной, и здесь на его северо-западном пологом борту сформировалась мощная (более 30 м) сложнопостроенная угольная залежь. Во второй половине олигоцена скорость погружения бассейнов осадконакопления продолжает нарастать, снижается объем сноса терригенного материала с обрамлений, и вторая половина олигоцена характеризуется широким развитием мелководных, но обширных по площади озерных водоемов, в которых формируется однородная глинисто-алевритовая толща. Туфогенность этой толщи, наличие прослоев туфов, туффитов, мощной толщи туффитов в сопредельном с Бирофельдским грабеном Мориловецком погружении свидетельствуют о том, что осадконакопление второй половины олигоцена сопровождалось вулканизмом кислого состава. Жерло одного из вулканов просматривается, по геофизическим данным, в Мориловецком погружении.

Рубеж олигоцена и миоцена проявился общим замедлением скорости погружения, дальнейшим выравниванием областей денудации, развитием локальных размывов в бассейнах осадконакопления.

Видимо, на этапе ускоренного погружения Бирофельдского, Хабаровского и Переяславского грабенов вовлекается в погружение значительная часть остальной территории впадины, и здесь в многочисленных мелких, и вероятно, разрозненных

структурах накапливаются вначале грубообломочные склоновые, затем русловые и озерные осадки. В раннем—среднем миоцене осадконакопление происходит на значительной части впадины — формируется нижне-среднемиоценовая песчано-глинистая угленосная толща ушумунской свиты. Ушумунское время является временем наибольшего охвата осадконакоплением площади Среднеамурской впадины. Отмечающиеся на ряде участков впадины (Бирофельдский грабен) размывы в средней части ушумунской свиты (возможно, на рубеже раннего и среднего миоцена), вспышка вулканизма на уровне средней части этой свиты (сопредельные с Хабаровским грабеном территории, Переяславский грабен) свидетельствуют о том, что на рубеже раннего (по-видимому) и среднего миоцена активизировались тектонические движения, вызвавшие в ряде мест подъем территории впадины и размыв с последующим накоплением песчано-глинистых, слабоугленосных отложений, а на окраинах и обрамлениях грабенов — вулканизм. В последующее — головинское (поздний миоцен) и приамурское (плиоцен) время площади осадконакопления значительно сокращаются. Размывы, фиксирующиеся на рубеже среднего и позднего миоцена, позднего миоцена и плиоцена, свидетельствуют о развитии (причем повсеместном) поднятия и процессов денудации на этих временных рубежах.

Западно-Сихотэ-Алинская структурно-фациальная зона

Палеогеновые и неогеновые отложения в осадочных бассейнах Западно-Сихотэ-Алинской структурно-фациальной зоны несогласно с размывом залегают на разнородном фундаменте, сложенном в основном верхнепалеозойскими морскими и континентальными вулканогенно-осадочными, мезозойскими (триас, юра, мел) морскими, прибрежно-морскими и континентальными осадочными, часто угленосными и туфогенно-вулканогенными образованиями.

В основании залегают грубообломочные несортированные глинисто-песчано-дресвяные образования фаций комплекса подножия склонов. Мощность их резко изменчива, зависит от формы палеорельефа осадочного бассейна. Над выступами фундамента она минимальна (доли метра), в погружениях увеличивается и достигает в Угловской (Артемо-Тавричанской) впадине 300 м и более. Выше по разрезу описываемые отложения постепенно переходят в песчано-глинистые угленосные, вместе с которыми объединены в угловскую свиту. Песчано-глинистая угленосная часть свиты представлена песками преимущественно мелкой зернистости фаций руслово-пойменного комплекса; однородными, горизонтально- и волнистослоистыми алевритами и глинами фаций открытых, проточных, застойных и зарастающих озер, пойменных, периодически заливающихся озер; углистыми глинами и углями фаций торфяно-болотного комплекса.

В Тавричанском и Артемовском буроугольных месторождениях Угловской впадины насчитывается до 40, в Шкотовской и Нижнебикинской впадинах — до 15 пластков и пропластков углей. Угли бурые, гумусовые с линзами и прослоями сапропелевых, технологической группы $Б_3$ с переходом в длиннопламенные. Пласты угля мощностью от 0,4 до 4 м, преимущественно сложного, реже простого строения. В описываемой толще пород часто отмечаются сидеритовые и известково-сидеритовые конкреции.

Отмечается общее увеличение мощности, возрастание роли грубозернистых пород, расщепление угольных пластов и увеличение их числа в направлении от пологих бортов структур к крутым (в Угловской и Шкотовской впадинах с юго-востока на северо-запад, в Нижнебикинской — с северо-запада на юго-восток) (рис. 25).

Мощность угловской свиты в Угловской впадине изменяется от 250 до 400, в Шкотовской — от 200 до 250, в Нижнебикинской — от 100 до 600 м. Возраст свиты по отпечаткам растений, спорово-пыльцевым комплексам и фауне опре-

деляется как эоценовый—раннеолигоценовый. Базальные слои, возможно, имеют более древний — раннеэоценовый (по решению III Дальневосточного регионального межведомственного стратиграфического совещания) и даже, по мнению С.И. Неволиной и Д.С. Климовой, позднепалеоценовый возраст.

Выше по разрезу песчано-глинистые угленосные отложения угловской свиты постепенно переходят в однородную глинисто-алевритовую толщу пород с редкими прослоями и линзами песчаников и углистых пород (надеждинская свита). По данным А.К. Седых (1976 г.), граница между угловской и надеждинской свитами весьма условно проводится по кровле самого верхнего угольного пласта и является скользящей в пределах олигоцена.

Глины и алевриты надеждинской свиты обычно однородные, неслоистые, иногда горизонтально- и прерывисто-волнистослоистые, содержат редкие остатки растений плохой сохранности, споры и пыльцу, а также фауну пресноводных моллюсков; свидетельствуют о формировании их в условиях крупного озерного водоема (Нижнебикинская впадина), возможно, пресноводной лагуны (Угловская, Шкотовская впадины). Миграция во времени границы угловской и надеждинской свит в Угловской впадине с запада на восток указывает на продвижение во времени (трансгрессию) этого водоема (лагуны) в этом же направлении. Свита туфогенна и содержит прослои туфов и туффитов.

В направлении от пологих к крутым бортам впадин (Угловской, Шкотовской, Нижнебикинской и др.) в надеждинской свите заметную роль приобретают мелкозернистые песчаники. В этом же направлении увеличивается и ее мощность (от 150 до 500 м). Олигоценовый возраст ее определяется на основании палеоботанических данных и по пресноводной малакофауне [Попова, 1963]. В западных районах Угловской впадины нижний возрастной уровень ее может быть опущен до верхов эоцена.

Однородная глинисто-алевритовая толща осадков надеждинской свиты постепенно в центральных и с размывом в краевых частях впадин перекрывается песчано-глинистой угленосной. Залегающие в основании этой толщи галечники, гравийники, песчаники отличаются хорошей сортировкой и окатанностью терригенного материала. Мощность этого песчано-галечникового горизонта в Угловской и Нижнебикинской впадинах достигает 100, а в Шкотовской — 140 м. Песчано-галечниковый горизонт постепенно сменяется песчано-глинистыми угленосными осадками. В Угловской впадине последние имеют ограниченное распространение, сохранившись от размыва в наиболее прогнутых участках впадин. В их составе преобладают песчаники преимущественно мелкой зернистости, горизонтально-волнистослоистые, фации дряхлеющего русла и поймы реки. Подчиненное значение имеют алевриты, глины, линзы лигнитов, углистых пород. Мощность их не превышает 250 м.

Значительно большее развитие описываемая песчано-глинистая угленосная толща получила в Нижнебикинской и Шкотовской впадинах. Мощность ее здесь увеличивается соответственно до 400—600 и 400—700 м. Представлена она здесь преимущественно глинистыми песчаниками мелкой и средней зернистости, обычно горизонтальнослоистыми, фаций руслово-пойменного комплекса. Песчаники переслаиваются с алевритами и глинами фаций открытых, проточных, пойменных, периодически заливающихся, зарастающих, заболачивающихся озер. Большое распространение имеют угли, углистые глины. В Шкотовской впадине установлено до 20, а в Нижнебикинской — более 25 пластов и пропластков угля. Пласты угля мощностью от нескольких десятков сантиметров до 6—8 м имеют большей частью сложное строение. Угли гумусовые, технологической группы $Б_2$. В пластах угля и углистых глин нередко отмечаются тонкие прослойки пепловых туфов. По латерали по мере замещения углей и углистых глин озерными глинами и алевритами и затем русловыми песками слойки туфов замещаются бентонитовыми глинами и затем в русловых песках отмечаются в виде примеси туфогенного

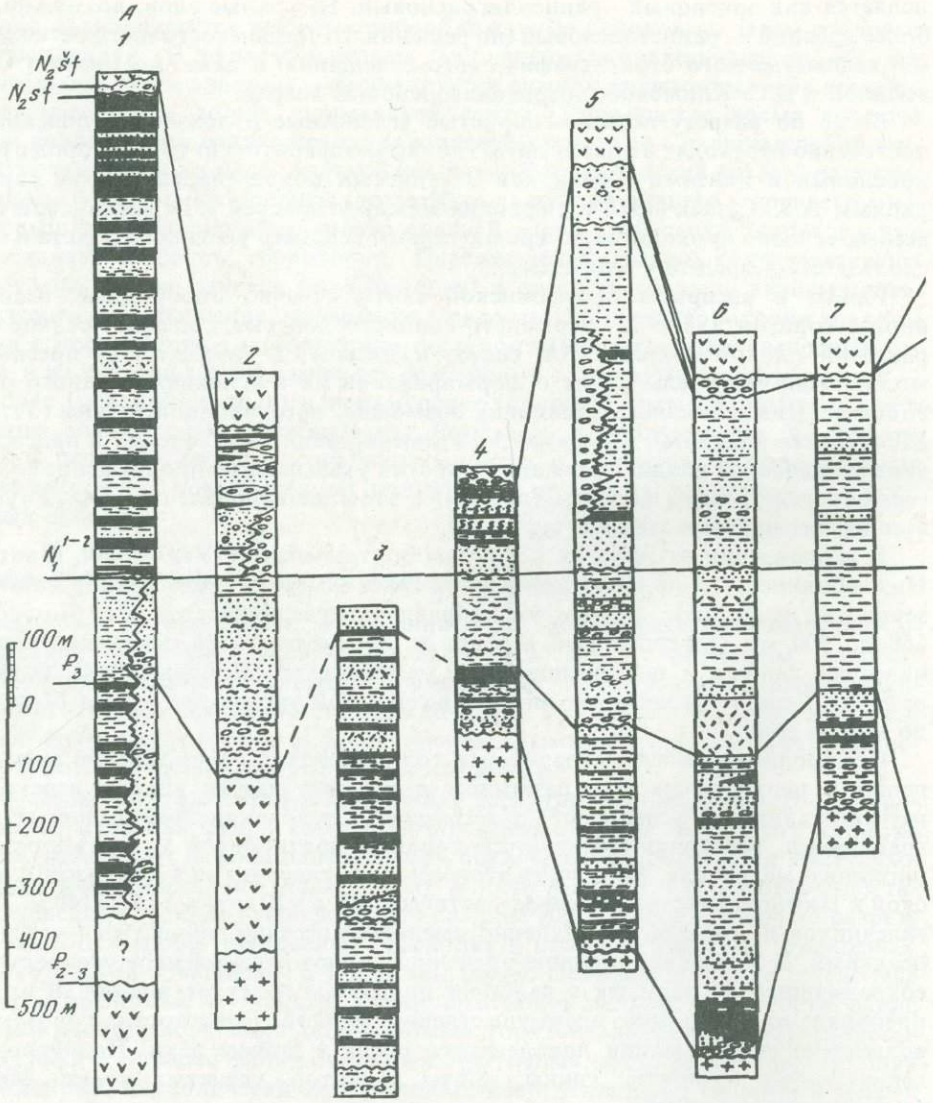
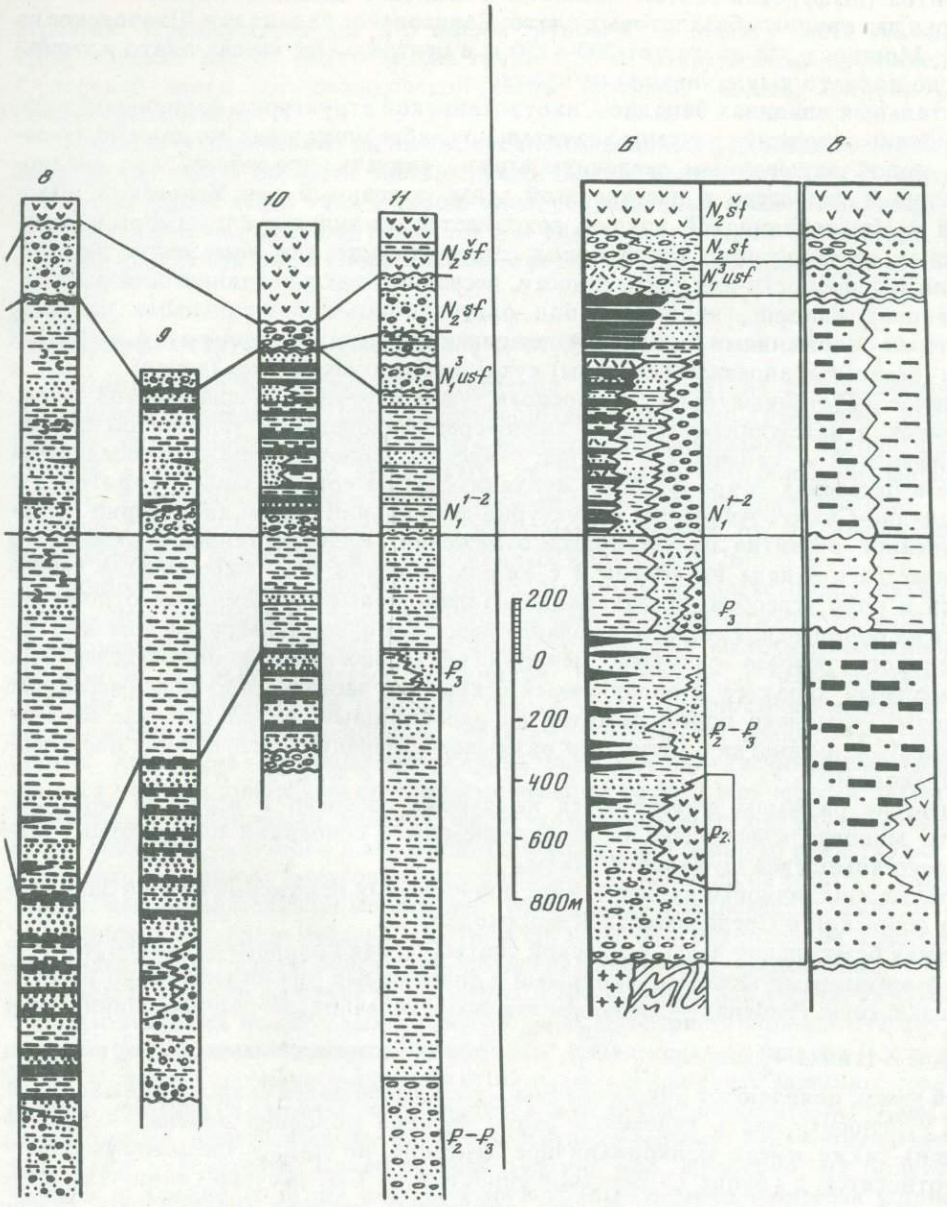


Рис. 25. Схема корреляции (*А*), сводный литолого-стратиграфический разрез (*Б*) палеогеновых и неогеновых отложений впадин Западно-Сихотэ-Алинской структурно-фациальной зоны, последовательность геологических событий (*В*)

Цифры над разрезами (*1—11*) — впадины, буроугольные месторождения: *1* — Нижнебикинская, *2* — Алчанская, *3* — Среднебикинская, *4* — Раковская, *5* — Глуховская, *6* — Комаровская, *7* — Проваловская, *8* — Тавричанская, *9* — Артемовское, *10* — Шкотовская, *11* — Николаевская. Условные обозначения см. на рис. 13, 14, 20—23

материала в терригенном. По остаткам растений (Р.С. Климова, С.И. Неволина), палинологическому анализу (Т.И. Демидова, И.Б. Мамонтова), ископаемой малакофауне (Г.Г. Мартинсон, С.М. Попова) и микрофауне (М.М. Мандельштам) возраст песчано-глинистой толщи определяется как ранне-среднемиоценовый.

В бассейне нижнего течения р. Раздольной северо-западнее Угловской впадины с местными размывами, но чаще согласно на угленосных отложениях залегает толща пепловых туфов и туффитов, туфодиатомитов, туфогенных алевритов и глин мощностью до 120 м, известная под названием усть-суйфунской свиты. Толща содержит богатую коллекцию флоры, остатки диатомовых водорослей, насекомых.



По данным палеоботанических исследований (А.И. Криштофович, Т.Н. Байковская, Р.С. Климова) возраст усть-суйфунской свиты позднемиоценовый.

Венчает разрез неогеновых осадочных отложений толща галечников с прослоями косослоистых русловых песков, туффитов и диатомитов мощностью до 60 м, выделенная в суйфунскую свиту. Залегает толща практически горизонтально, с резким размывом и несогласием на всех более древних образованиях. Галька ее хорошо окатана. По данным диатомового анализа А.И. Моисеева [1971] считает возраст суйфунской свиты плиоценовым.

Осадочная толща суйфунской свиты перекрывается, иногда замещается в верхних частях разреза потоками лав базальтов и андезито-базальтов с линзами туфов

и туффитов (шуфанская свита). Базальты и андезито-базальты образуют на юге Приморья два крупных базальтовых плато: Борисовское на западе и Шкотовское на востоке. Мощность их достигает 200—250 м в центральных частях плато и уменьшается до полного выклинивания на краях.

В остальных впадинах Западно-Сихотэ-Алинской структурно-фациальной зоны кайнозойские отложения изучены значительно слабее описанных, но даже по имеющимся, порой отрывочным сведениям можно считать, что общий ход осадконакопления в палеогене и неогене этой зоны, описанный для Угловской, Шкотовской и Нижнебикинской впадин, сохраняется. Отличия заключаются в количественных соотношениях типов пород, слагающих те или иные части разреза, в степени угленосности или туфогенности, песчанистости или глинистости разреза. В Алчанской впадине, например, под олигоценовыми безугольными песчано-глинистыми отложениями (аналоги надеждинской свиты) залегают вулканогенные породы (базальты, андезито-базальты) кузнецовского комплекса (эоцен).

Наличие туфогенных пород и прослоев туфов и туффитов, диатомитов, туфодиатомитов в надеждинской свите, нижне-среднемиоценовой угленосной толще, усть-суйфунской и суйфунской свитах свидетельствуют о том, что осадочный процесс в бассейнах сопровождался вулканизмом на сопредельных территориях. Для Западно-Сихотэ-Алинской структурно-фациальной зоны характерно преимущественное развитие палеогеновых отложений. Роль неогеновых отложений увеличивается с запада на восток и с юга на север. В этом направлении увеличивается и роль углеобразующих фаций. Палеогеновые и неогеновые отложения ложатся на породы складчатого основания несогласно, с резким размывом. Внутри палеогенового разреза размывы между стратиграфическими подразделениями носят местный характер и проявляются в краевых частях осадочных бассейнов. Неогеновый комплекс пород ложится на палеогеновый, в большинстве случаев с повсеместными, иногда с местными размывами, изредка — согласно с постепенным переходом.

В неогене размывы фиксируются на рубеже среднего и верхнего миоцена, верхнего миоцена и плиоцена (с несогласием) и в основании плиоценового базальтового комплекса шуфанской свиты.

Характер цикличности палеогеновых и неогеновых отложений впадин Западно-Сихотэ-Алинской и Среднеамурской зон сходен.

Нижняя безугольная часть угловской свиты (первая половина эоцена) представлена элементарными циклами, сходными с описанными для нижней части разреза Бирофельдского грабена — редуцированными галечниково-песчано-глинистыми группами *А* (тип $A\text{-}4\frac{1}{4}$, изредка $A\text{-}3\frac{0}{3}$), наполовину сокращенными за счет размыва верхней части; появляются циклы группы *С* с меньшей долей сокращения в верхней части. Угленосная часть угловской свиты (вторая половина эоцена — ранний олигоцен) также имеет мелкоцикличное строение, но циклы здесь преимущественно относятся к группе *С* (песчано-глинистые — *С*-3, песчано-глинистые угленосные *С*-5), редуцированные за счет отсутствия крайних (гравийники, галечники) и средних (уголь, углистая глина) членов. Изредка отмечаются циклы, сокращенные за счет размыва верхней части. Мощность циклов редко превышает 10—15 м.

Нижняя часть надеждинской свиты (верхняя часть нижней половины олигоцена) представлена редуцированными циклами группы *С* (*С*-2, *С*-3) мощностью от 5—10 до 60 м. Завершается разрез надеждинской свиты (вторая половина олигоцена) мощным элементарным циклом группы *D* (алеврито-глинистый — *D*-2).

Неогеновая часть разреза Западно-Сихотэ-Алинской структурно-фациальной зоны хорошо представлена на ее севере — в Нижнебикинской и на юге — в Шкотовской впадинах.

Нижний—средний миоцен (усть-давыдовская свита) имеет мелкоцикличное

строение. Преимущественно это циклы группы *C*. В нижней части свиты, кроме того, изредка имеют место циклы групп *B* и *A*, сокращенные в верхней части. В верхней части усть-давыдовской свиты (средний миоцен) широко развиты циклы групп *D* и *E*.

Лежащие (с размывом) на нижне-среднемиоценовых плиоценовые образования суйфунской свиты большей частью представлены одним крупным циклом групп *A* и *B* или серией этого типа микроциклов, сокращенных (размытых) сверху почти до базового слоя. Поэтому в разрезе мы видим чередование галечников, гравийников и песков (базовых слоев циклов) с редкими линзами алевритов и глин[1].

Хасанская структурно-фациальная зона

Палеогеновые и неогеновые отложения здесь лежат на сложнопостроенном складчатом основании и представлены позднепермскими гранитами, плагиогранитами, гранодиоритами, сланцами, слюдистыми песчаниками, кварцитами, филлитами, амфиболитами и туффитами, прорванными многочисленными палеогеновыми дайками, некками и экструзивными телами различного состава.

Разрез палеогена и неогена этой зоны весьма сложен, представлен сочетанием разнообразных осадочных и вулканогенных пород (рис. 26).

Наиболее древним является грубообломочный комплекс пород назимовской свиты, представленный дресвяно-щебнистыми образованиями, разногалечными конгломератами и конгломерато-брекчиями с валунами, маломощными прослоями гравелитов и грубозернистых песчаников, псефитовых и псаммитовых туфов, линзами и маломощными пластами бурых углей. Терригенный материал пород свиты несортирован, в основном неокатан, представлен гранитом. С запада на восток Хасанской впадины несортированные валунно-галечные отложения замещаются несортированными глинистыми песками разной зернистости, затем мелкозернистыми песчаниками, алевритами. В этом же направлении улучшается окатанность гравийно-галечного материала. Описываемый комплекс представляет собой образование мощных конусов выноса с переходом с запада на восток в аллювиальные и озерно-аллювиальные осадки. Мощность комплекса в среднем 60—70, в Хасанской впадине местами достигает 150 м. По ископаемым растительным остаткам возраст свиты эоценовый, позднепалеоценовый—эоценовый.

Выше по разрезу залегает толща серых и темно-серых лав андезитов и базальтов с горизонтами их псефитовых и псаммитовых литокристаллокластических туфов, содержащих обломки гранитов, андезитов, оливиновых базальтов [Седых и др., 1977]. У мыса Тироль на п-ове Посьет на назимовской свите залегают столбчатые черные плотные андезиты, сменяющиеся выше трахиандезитами, затем двупироксеновыми андезитами и, наконец, пепельно-серыми тонкоплитчатыми биотитовыми андезитами. На восточной окраине пос. Краскино, на полуостровах Посьет и Краббе, а также в 1 км к юго-западу от мыса Андреева установлены жерловые фации зайсановских базальтов. В Нарвской впадине темно-серые до черных оливиновые базальты залегают на дресвяно-щебнистом элювии гранодиоритов. С запада на восток эти базальты на коротком расстоянии (100—150 м) замещаются покровами лав кислого состава (дациты, липариты) желтоватого и белесого цвета с оттенками вишневого, сургучного, фиолетового.

Г.М. Власов (1949 г.) эту эффузивную толщу выделил в зайсановскую свиту. Мощность зайсановской свиты достигает 250 м. Абсолютный возраст, определенный K—Ar-методом в лаборатории ПГО "Примгеология" (А.А. Грачева), — 55,1 млн. лет (ранний эоцен). Грубообломочные отложения назимовской свиты в западной части Хасанской впадины постепенно сменяются песчано-глинистой

[1] Геологические события, их корреляция по Западно-Сихотэ-Алинской структурно-фациальной зоне дается ниже при описании Хасанской зоны.

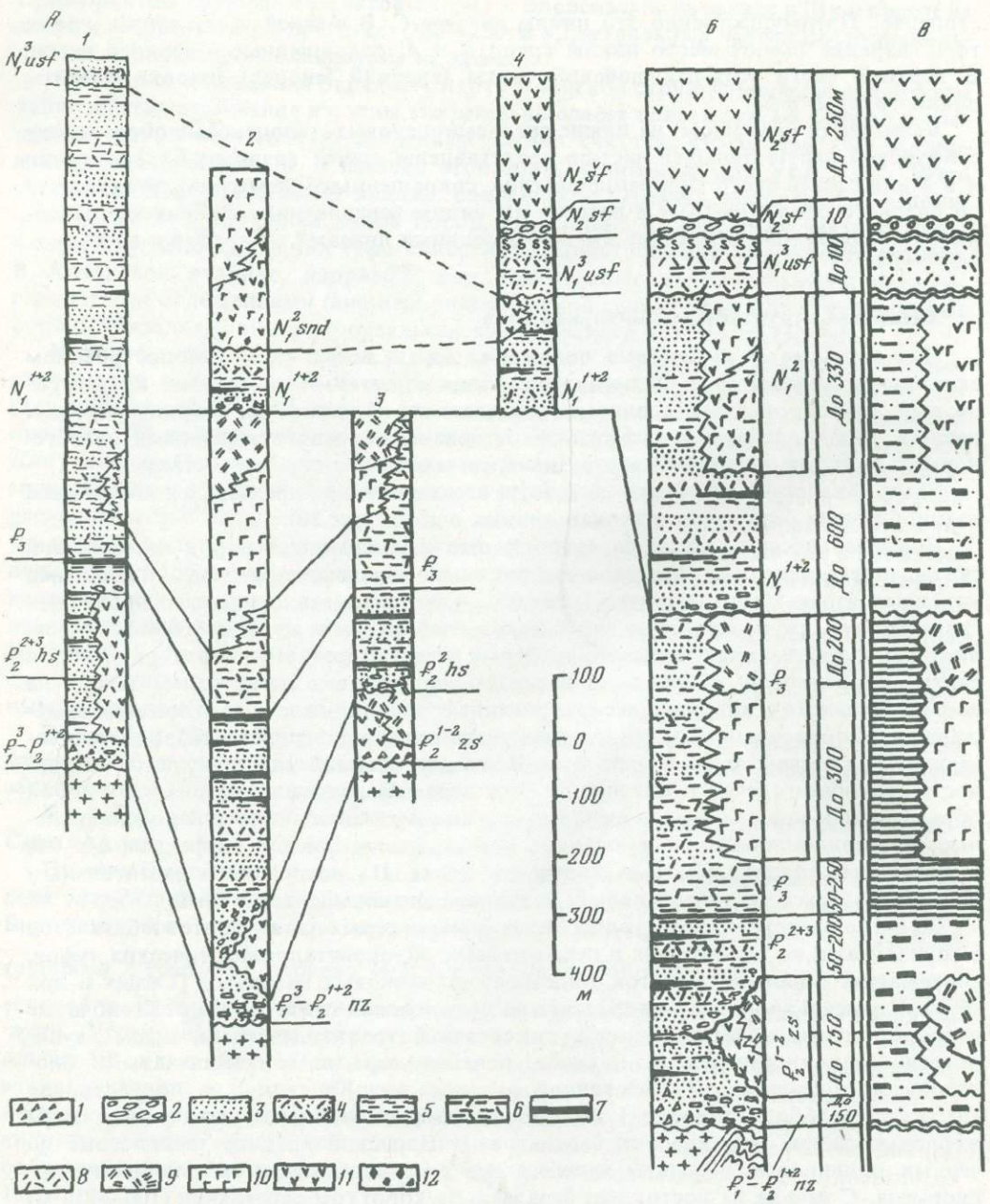


Рис. 26. Схема корреляции (А), сводный литолого-стратиграфический разрез (Б) палеогеновых и неогеновых отложений впадин Хасанской структурно-фациальной зоны, последовательность геологических событий (В)

1 — глинисто-песчано-дресвяные, щебнистые, валунные отложения; *2* — галечники, конгломераты; *3* — пески; *4* — пески туфогенные; *5* — глины, алевриты; *6* — глины и алевриты туфогенные; *7* — бурые угли; *8* — туфы, туффиты; *9—11* — лавы составов: *9* — кислого, *10* — среднего, *11* — основного; *12* — вулканические брекчии. Цифры над разрезами (*1—4*) — впадины: *1* — Хасанская, *2* — Пойминская, *3* — Нарвская, *4* — Синеутесная. Условные обозначения геологических событий см. на рис. 13, 14, 20

угленосной толщей (хасанская свита). Последняя часто ложится с размывом на породы фундамента. Представлена она в основном мелкозернистыми, иногда туфогенными горизонтально- и волнистослоистыми песчаниками фаций руслово-пойменного комплекса, содержащими прослои алевритов, аргиллитов фаций болотно-озерного комплекса, туффитов и пепловых туфов, четыре маломощных пласта и пропластка бурого угля фаций обводненных торфяных болот с неустойчивым динамическим режимом. Угли гумусовые, клареновые, пласты сложного строения мощностью от долей метра до 5 м.

В восточной части Хасанской впадины терригенные угленосные отложения хасанской свиты, местами с размывом, перекрывают эоценовые базальты. В основании хасанской свиты здесь развиты несортированные конгломераты, конгломерато-брекчии, разнозернистые косослоистые песчаники, сменяющиеся вверх по разрезу более тонкозернистыми породами — мелкозернистыми песчаниками, алевролитами, иногда туфогенными, с прослоями туффитов. Мощность свиты 50—200 м. Возраст хасанской свиты на основании палеоботанических определений эоцен-олигоценовый.

Песчано-глинистые угленосные отложения хасанской свиты на западе Хасанской впадины вверх по разрезу постепенно сменяются толщей туфогенных песчано-глинистых, алеврито-глинистых с прослоями туфов и туффитов отложений фаций открытого проточного озера, периодически зарастающего, заболачивающегося (надеждинская свита). Мощность глинисто-туффитовой толщи 50—250 м. На основании палеоботанических данных и спорово-пыльцевого анализа она относится к олигоцену.

На большей части Пойминской впадины и в центральных частях Нарвской на базальных грубообломочных отложениях и эоценовых эффузивах залегает толща косослоистых разнозернистых песчаников с прослоями алевролитов, аргиллитов и туффитов мощностью от 200 до 600 м. Зернистость пород вверх по разрезу уменьшается. Нижняя часть толщи коррелируется с угловской, а верхняя, более тонкозернистая — с надеждинской свитой. В центральной части Пойминской впадины эти отложения фациально замещаются толщей андезитов и андезито-дацитов (до 300 м) и залегающими выше их лавами (100—120 м) кислого состава (липарито-дацитами, липаритами), имеющими абсолютный возраст 35,6 млн. лет (К—Ar-метод).

На востоке Хасанской впадины на зайсановских базальтах залегают липариты. По данным Ю.Б. Устиновского, на контакте зайсановских базальтов и липаритов размещается горизонт бентонитовых глин, свидетельствующий о значительном перерыве во времени формирования этих толщ. Г.М. Власов (1949 г.) эти липариты выделил под названием краскинских и считает их эффузивным аналогом угловской и надеждинской свит п-ова Речного. Абсолютный возраст липаритов (А.А. Грачева, К—Ar-метод) — 49,2 млн. лет (средний эоцен). По данным Л.А. Баскаковой (ВСЕГЕИ), абсолютный возраст рассматриваемых липаритов равен 41—42 млн. лет (поздний эоцен). В ряде мест на о-ве Посьет отмечались факты прорывания зайсановских базальтов экструзиями липаритов.

По данным А.К. Седых (1979 г.), на п-ове Краббе эоценовые базальты и андезиты через горизонт туфобрекчий перекрываются толщей андезитов, андезито-дацитов и дацитов мощностью около 300 м, в которой отмечаются маломощные прослои базальтов, андезито-базальтов, вулканического стекла, прослои туфов и туфобрекчий основного состава. Возраст толщи определяется как олигоценовый, а сама она рассматривается как эффузивный аналог нижней части песчано-глинистой туфогенной толщи запада Хасанской впадины. Выше описанных средних эффузивов на крайнем юго-востоке п-ова Краббе в районе мыса Дегера залегают эффузивы кислого состава мощностью до 200 м. В основании они представлены липаритами, дацитами, в средней части — биотитовыми флюидальными липаритами, в верхней — флюидальными липаритами с горизонтами витроли-

паритов, темно-серых и черных вулканических стекол и туфов кислого состава. Венчается разрез 40-метровым горизонтом обсидиана. Возраст кислых эффузивов на основании их залегания выше средних определяется как позднеолигоценовый (А.К. Седых, 1979 г.). Они являются эффузивным аналогом верхней части песчано-глинистой туфогенной толщи (надеждинской свиты).

В центральной части Нарвской впадины установлены экструзивные тела кислого и среднего состава и их эффузивные аналоги, коррелятные олигоценовым *липаритам и липарито-дацитам Хасанской и Пойменской впадин.*

В центральной, наиболее погруженной части Хасанской впадины сохранилась от размыва толща светло-серых, часто косослоистых песчаников фаций русловопойменного комплекса с редкими слоями алевритов, туфогенных пород, линзами лигнитов фаций болотно-озерного комплекса и торфяных болот. К окраинам впадины состав пород становится более грубозернистым, появляются местные размывы, несортированные склоновые песчано-дресвяные образования. Мощность толщи в центральных частях впадины достигает 600 м. По данным спорово-пыльцевого анализа Т.И. Демидова (1970 г.) делает вывод о ранне-среднемиоценовом возрасте основной части рассматриваемых отложений, а самые верхние ее части содержат спорово-пыльцевой спектр, сходный со спектром усть-суйфунской свиты верхнего миоцена.

В восточной части Пойминской впадины установлена 100-метровая толща *разнозернистых песчаников с редкими прослоями алевритов, туффитов, мелкими* линзочками бурых углей и лигнитов, относимая по отпечаткам флоры (Р.С. Климова) и анализу диатомей (Е.И. Царько) к нижнему—среднему миоцену. В центральной части впадины фиксируется толща вулканогенных пород (до 330 м), мощность которой резко меняется. В нижней ее части преобладают глыбовые, агломератовые и ксеноагломератовые псаммитовые туфы, кластолавы с редкими лавовыми телами базальтов и андезито-базальтов. В верхней части развиты андезиты и андезито-базальты плагиоклазовые, пироксеновые, пироксен-роговообманковые, с редкими прослоями туфов основного состава. Абсолютный возраст андезитов, по данным А.А. Грачевой — 28,5 млн. лет (К—Ar-метод). Вулканогенная толща сопоставляется с сандуганской свитой Южного Приморья и является аналогом верхней части нижне-среднемиоценовой песчано-глинистой угленосной толщи Западно-Сихотэ-Алинской структурно-фациальной зоны.

Незначительные по площади тела лав, туфов и туффито-брекчий основного состава, сопоставляемые с сандуганской свитой, известны в Нарвской впадине (миоценовый вулкан — гора Золотая Подкова).

В Синеутесной впадине (к северо-западу от Нарвской) установлены нижне-среднемиоценовые песчано-глинистые туфогенные, слабоугленосные отложения *мощностью* 120—200 м. *На них с размывом залегают верхнемиоценовые туфо*генные песчаники, алевролиты, аргиллиты с прослоями туфов и диатомитов усть-суйфунской свиты общей мощностью 40—100 м. Все это перекрывается оливиновыми базальтами и андезито-базальтами шуфанской свиты мощностью до 250 м, в основании которых залегает 10-метровый горизонт конгломератов, косослоистых песчаников и гравийников суйфунской свиты, характеризующихся хорошей окатанностью терригенного материала.

Сравнительный анализ состава и строения разрезов осадочного и вулканогенного выполнения впадин Западно-Сихотэ-Алинской и Хасанской структурно-фациальных зон (см. рис. 32—35) показывает, что заложение и развитие впадин происходило "трансгрессивно" в направлении от окраины материка к его внутренним частям. В расположенных на самом юге Хасанской и Пойминской впадинах (на стыке с приматериковым шельфом севера Японского моря) известны палеоценовые *и нижне-среднеэоценовые осадочные грубообломочные и вулканогенные* образования, с размывом лежащие на палеозойских кристаллических и сланцевых комплексах. В расположенных севернее Николаевской, Угловской и других

впадинах известны эоценовые и более молодые толщи. Заложение Хасанской и Пойминской впадин происходило во второй половине палеоцена. После длительного перерыва и денудации в вулканогенно-тектонических структурах (типа кальдер проседания) формируется грубообломочный осадочный комплекс пород, сменяющийся выше песчано-глинистыми угленосными.

На рубеже палеоцена и эоцена активизируются тектонические движения. Зоны Пойминской и Нарвской впадин испытывают повсеместный, а Хасанский — локальный подъем и денудацию, на окраинах впадин активизируется вулканизм. Изливаются лавы преимущественно основного состава.

На ранних этапах эоцена в Нарвской впадине и на окраинах Хасанской и Пойминской продолжается вулканическая деятельность, в последних двух возобновляется осадконакопление с образованием песчано-глинистых угленосных отложений. В это же время область осадконакопления расширяется, продвигается на север — в зону Угловской, Николаевской, Глуховской, Комаровской и других впадин Раздольненской группы Западно-Сихотэ-Алинской структурно-фациальной зоны.

Несколько позже, видимо, в первой половине эоцена, стали оформляться грабенные структуры в Шкотовской, Уссурийской, Малинковской, Ореховской, Нижнебикинской, Среднебикинской, Алчанских впадинах, причем заложение последней сопровождалось мощными излияниями базальтоидов в течение эоцена. В остальных впадинах вслед за накоплением грубообломочных, склоновых и русловых осадков в течение эоцена формировались песчано-глинистые угленосные образования. На окраинах впадин, тяготеющих к вулканогенному поясу, проявился эоценовый вулканизм, сформировавший во впадинах Хасанской зоны лавовые потоки базальтов и андезито-базальтов, изредка липаритов и дацитов, туфов, объединенных в кузнецовскую серию.

На рубеже эоцена и олигоцена без видимого перерыва продолжалось осадконакопление во впадинах Хасанской зоны и в Угловской, Шкотовской, Николаевской, Приваловской (Нижнераздольненской), Нижнебикинской впадинах. Поднятие и размыв фиксируются в Глуховской и Алчанской впадинах, локальные поднятия и размывы — в Нижнебикинской и Шкотовской. На этом рубеже во впадинах зон Хасанской и юга Западно-Сихотэ-Алинской увеличиваются скорость погружения ложа бассейнов и преимущественно недокомпенсированное осадконакопление в олигоцене. Во второй половине олигоцена увеличилась скорость погружения почти во всех впадинах зон и образовалось много мелководных, но обширных по площади озерных водоемов, обусловивших накопление однородных глинисто-алевритовых пород. На окраинах впадин, сопредельных с областями вулканического пояса (Хасанская, Пойминская, Нарвская), проявляется основной и кислый вулканизм. Прослои туфов и туффитов, примесь туфогенного материала наблюдаются в этой однородной толще почти во всех впадинах.

Рубеж палеогена и неогена почти во всех впадинах фиксируется подъемом, размывом и последующим (в течение раннего миоцена) накоплением (без видимого углового несогласия) песчано-глинистых угленосных толщ, характеризующих компенсированное осадконакопление. На рубеже палеогена и неогена заложилась Синеутесная впадина, где, как и во всех впадинах, в раннем миоцене формируются песчано-глинистые угленосные образования. В Нарвской впадине, наоборот, осадконакопление прекратилось. Рубеж палеогена и неогена характеризуется сменой типа седиментации и общим уменьшением скорости погружения поверхности осадочных бассейнов по сравнению с олигоценом.

На рубеже раннего и среднего миоцена на ряде участков Хасанской зоне (Пойминская, Синеутесная впадины) проявляется импульс тектоно-магматической активизации и во впадинах (или на окраинах) развивается вулканическая деятельность с излиянием лав основного и среднего состава. Базальты и андезито-базальты среднего миоцена известны в Пойминской и Синеутесной впадинах. Не исклю-

чено, что рубеж раннего и среднего миоцена проявился размывами и в других впадинах рассматриваемых зон, но имеющийся материал не дает оснований для подобного рода выводов. Такой размыв вполне возможно предположить в Алчанской, Глуховской, Приваловской, юго-западной части Угловской, Шкотовской и Николаевской впадинах (по основанию мощных песчаных пачек в средней части нижне-среднемиоценовых отложений).

На рубеже среднего и позднего миоцена территория Западно-Сихотэ-Алинской и Хасанской структурно-фациальных зон в результате интенсивных поднятий преобразуется в область денудации. В подавляющем большинстве впадин этих зон осадконакопление прекращается. Верхнемиоценовые образования (песчано-галечниковые) известны только на крайнем юго-западе Западно-Сихотэ-Алинской и на юге Хасанской зон, где они с размывом перекрывают более древние образования.

На рубеже позднего миоцена и плиоцена — снова подъем, размыв и последующее (в плиоцене) накопление маломощных русловых галечниковых и песчано-галечниковых образований, лежащих с размывом и несогласно на всех более древних комплексах (Нижнебикинская, Раковская, Комаровская, Угловская, Шкотовская, Синеутесная впадины). В позднем плиоцене, на рубеже с четвертичным временем активизировался базальтоидный вулканизм (совгаванско-шуфанский комплекс).

Структурно-фациальные зоны Восточно-Азиатского окраинно-материкового вулканического пояса

Наиболее древними из кайнозойских являются вулканиты основного и среднего состава, развитые в Ольга-Тернейской структурно-фациальной зоне (Березовская, Зеркальнинская впадины, бассейны рек Максимовки, Кузнецова, Соболевки и ключа Кедрового (рис. 27). Они несогласно залегают на тахобинской свите верхнего мела и корах выветривания всех более древних пород.

В Кедровской впадине на водоразделе реки Панькова и ключа Кедрового обнажаются преимущественно долериты серые, темно-серые, черные, часто пористые, миндалекаменные. Долериты переслоены слоями шлаков, серых и темно-серых андезитов. В верхней части тела долеритов прорваны дайками вышележащих андезитов. В бассейнах рек Максимовки и Соболевки преобладают афировые и микропорфировые пироксеновые и двупироксеновые андезиты. По правому борту р. Соболевки, ниже устья р. Куницы, толща вулканитов представлена чередующимися андезитами и агломератовыми туфами среднего состава.

В бассейне ключа Столбикова среди андезитов отмечаются редкие линзующиеся горизонты агломератовых туфов среднего состава, линзы вулканомиктовых средне- и крупнозернистых песчаников с отпечатками ископаемых растительных остатков. Абсолютный возраст андезитов, определенный К—Ar-методом, 39—55 млн. лет. В Зеркальнинской впадине развита 200-метровая толща базальтов с прослоями агломератовых туфов того же состава, туффитов, конгломерато-брекчий, аргиллитов с линзами бурого угля общей мощностью 30—35 м.

500-метровая толща андезитов, андезито-дацитов, дацитов, туфов, реже андезито-базальтов известна в Нижнеамурской структурно-фациальной зоне (рис. 28). Во впадине Налео они с размывом лежат на меловых осадочных и вулканогенных образованиях и перекрываются песчано-глинистыми угленосными отложениями мощностью до 70 м.

Вулканогенная толща основного и среднего состава в Ольга-Тернейской структурно-фациальной зоне перекрывается туфами и лавами кислого состава (липариты, трахилипариты, липарито-дациты), часто сопровождающимися экструзиями того же состава. Толща кислых вулканитов является постоянным

спутником нижележащих основных вулканитов и взаимодействует с ними через 0,5—5-метровую зону дезинтеграции основных и средних эффузивов.

В Нижнеамурской зоне вулканогенная толща среднего состава согласно перекрывается туфами, игнимбритами биотитовых липаритов акчинской свиты, имеющей абсолютный возраст 66—55 млн. лет (К—Ar-метод) и мощность до 200 м.

Описанные толщи среднего и кислого состава, возможно, имеют место в наиболее погруженных участках впадин Самаргинско-Ботчинской и Сюркумской зон, не вскрытых в настоящее время эрозией и неизученных. В истоках р. Кузнецова, в левом ее борту, на коре выветривания андезито-базальтов залегают шоколадного цвета аргиллиты, вулканомиктовые песчаники с линзами "шоколадных" глин (4 м), туфы липаритов с угловатыми обломками липаритов и полуокатанными — андезито-базальтов, базальтов (10 м), пачка переслаивания вулканомиктовых песчаников и аргиллитов с маломощным линзующимся пластом бурого угля в кровле (10 м).

Венчается разрез белыми псефитовыми туфами липаритов (50 м) с редкими обломками андезито-базальтов, размером до 1 м и обрывками древесины. Наибольшая общая мощность толщи (до 180 м) отмечена в бассейнах р. Панькова и ключа Холодного. Данные спорово-пыльцевого анализа (М.Т. Горовая) позволяют предположить палеоцен-эоценовый возраст толщи. С кислыми вулканитами сопоставляется (с определенной долей условности) туяновская вулканогенно-осадочная толща Зеркальнинской впадины, представленная слабосцементированными конгломератами с хорошо окатанной галькой флюидальных, сферолитовых и массивных липаритов и их туфов (в основании — галька базальтов). В толще отмечаются линзующиеся прослои косослоистых песчаников, аргиллитов, углей, обилие остатков ископаемой флоры палеоцена, возможно, эоцена. Мощность конгломератовой (туяновской) толщи достигает 300 м.

В Ольга-Тернейской структурно-фациальной зоне (в бассейнах рек Максимовки, Светловодной, Кемы, Соболевки, Гранатной) развиты оливин-пироксеновые темно-серые афировые базальты мощностью до 200 м. Залегают они на всех нижележащих образованиях с размывом и угловым несогласием, в основании часто содержат обломки подстилающих пород, иногда линзовидные прослои разнозернистых полимиктовых песчаников. На основании положения между палеоцен-эоценовыми кислого состава и вышележащими олигоценовыми осадочно-вулканогенными образованиями возраст базальтов, возможно, эоценовый. В Зеркальнинской впадине к этой базальтовой толще, видимо, можно отнести 8-метровый горизонт базальтов, залегающий на контакте туяновской и возновской толщ.

С размывом и угловым несогласием залегают также на всех нижележащих образованиях вулканиты Сюркумской и Нижнеамурской структурно-фациальных зон (миндалекаменные базальты, андезито-базальты, андезиты, туфы, туффиты, туфопесчаники), объединенные в сизиманскую толщу (кузнецовский комплекс, мощность в зонах соответственно до 400 и 500 м). В Самаргинско-Ботчинской зоне эоцен-олигоценовые вулканогенные и осадочные образования представлены базальтами, гиалокластитами, опоками и опалитами, в толще которых отмечаются линзующиеся слои осадочных пород (конгломераты, песчаники, алевриты, лигниты). Содержащиеся в осадочных слоях отпечатки ископаемых растений позволяют определять возраст вмещающих толщ в диапазоне от второй половины эоцена до олигоцена (см. рис. 27, 28).

Эоценовая базальтовая толща в большинстве случаев согласно, а в бассейне р. Максимовки и в Березовской впадине — с размывом перекрываются вулканогенно-осадочной толщей, представленной в Сюркумской зоне трахилипаритами, трахидацитами, андезито-дацитами, туфами, туффитами, туфопесчаниками декастринской свиты (мощность до 15 м), в Нижнеамурской зоны — аргиллитами, алевролитами, туффитами, туфами, туфопесчаниками (мощность до 200 м) и их

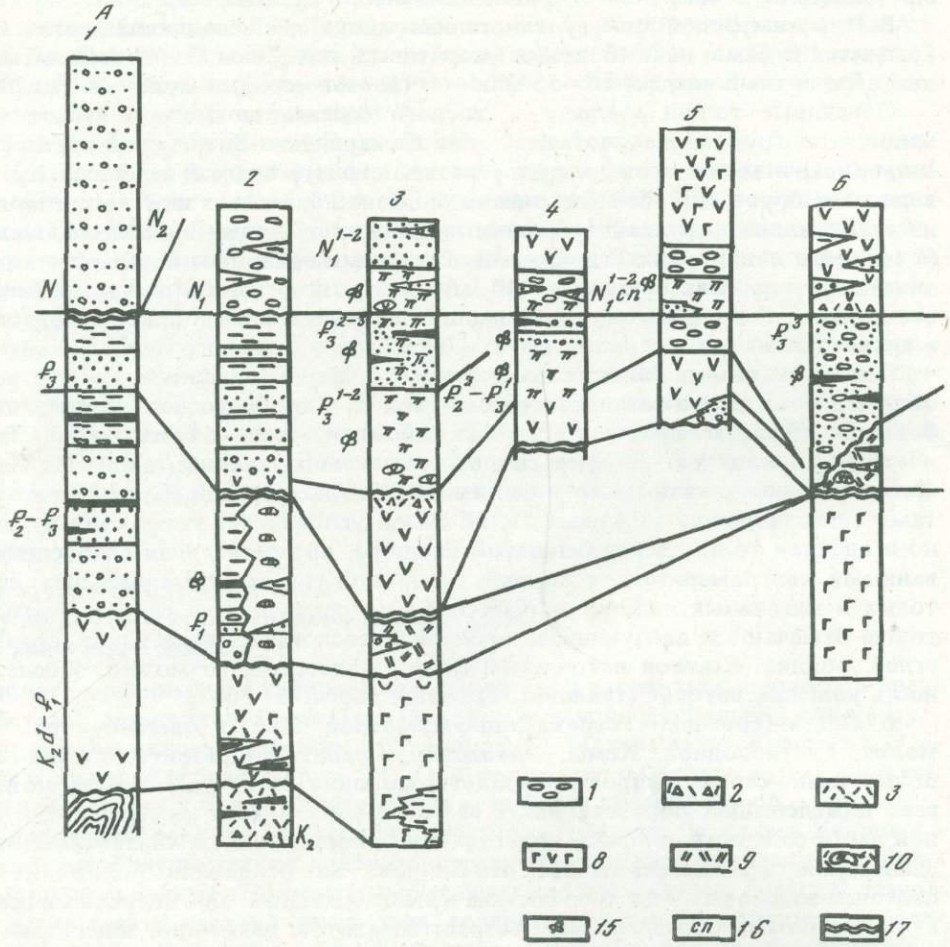
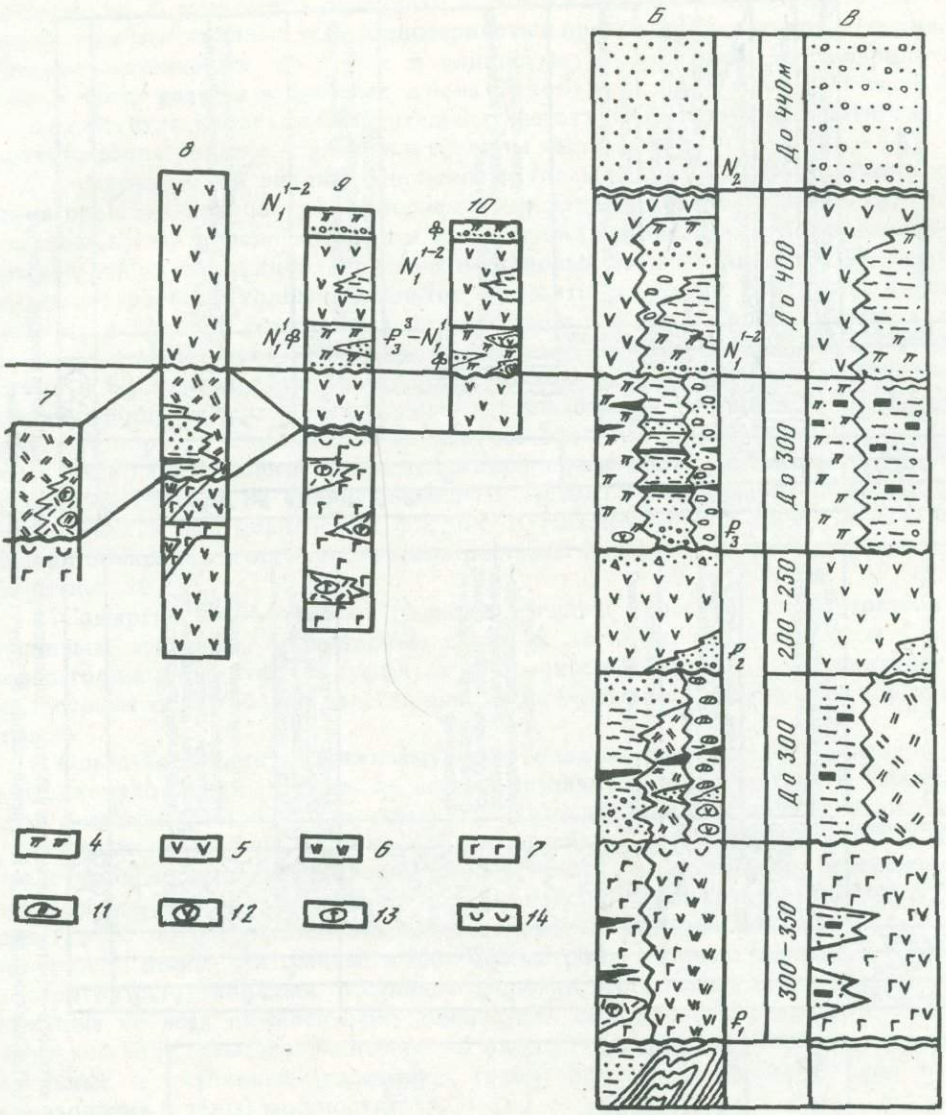


Рис. 27. Схема корреляции (*А*), сводный разрез (*Б*) палеогеновых и неогеновых осадочных и вулканогенных образования Ольга-Тернейской структурно-фациальной зоны, последовательность геологических событий (*В*)

1 — галечники, конгломераты; *2* — склоновые образования; *3* — туфы; *4* — опоки; *5* — базальты; *6* — долериты; *7* — андезиты; *8* — андезито-базальты; *9* — липариты; *10* — агломератовый туф липаритов; *11—14* — валуны и галька: *11* — липаритов, *12* — базальтов, *13* — андезитов, *14* — коры выветривания; *15* — флора; *16* — споры и пыльца; *17* — контакт размыва и несогласия. Цифры над колонками (*1—10*) — разрезы палеогеновых и неогеновых отложений: *1—2* — Южной подзоны структурно-фациальной зоны (*1* — Березовская, *2* — Зеркальнинская впадины); *3—10* — Северной подзоны (бассейны рек: *3* — Максимовки, *4* — Светловодной, *5* — Кемы и ключа Тихого, *6* — Кузнецова, *7* — *Панькова и ключа Холодного*, *8* — *Кедрового*, *9* — *Соболевки*, *10* — *Гранатной*). *Условные обозначения геологических событий* см. на рис. 13, 14, 20

вулканогенными аналогами: трахидацито-липаритами, трахидацитами, трахилипаритами и их туфами, реже андезито-дацитами, андезитами, туфоалевритами колчанской свиты. Во впадине Налео палеогеновый разрез венчается 180-метровой толщей нижнеолигоценовых кремово-желтых глинистых туффитов, согласно ложащихся на угленосные породы.

В *Ольга-Тернейской зоне эоцен-нижнеолигоценовый разрез представлен преи*мущественно опоками, содержащими линзующиеся прослои вулканомиктовых песчаников, аргиллитов и редкие маломощные пропластки углей. В бассейнах рек Кема, Кузнецова опоки замещаются конгломератами с линзующимися про-



слоями песчаников и глинисто-алевролитовых пород, включающими линзы бурого угля. Галька конгломератов представлена липаритом и его туфом.

В Зеркальнинской впадине существенно терригенная олигоценовая (возновская) толща сложена слабосцементированными песчаниками, глинами серыми и коричневыми, прослоями бурых углей. Мощность ее здесь достигает 120 м. По ископаемой флоре М.К. Барсук определяет возраст толщи как позднеэоценовый—олигоценовый. Абсолютный возраст пород колчанской свиты (Нижнеамурская зона), определенный К—Ar-методом, составляет 34—40 млн. лет.

Миоценовые осадочные и вулканогенные образования известны повсеместно (рис. 27—29). Среди них наибольшее значение имеют пироксеновые базальты, андезито-базальты и туфы основного состава кизинской свиты. В Ольга-Тернейской структурно-фациальной зоне базальтовый покров в верховьях р. Зевы залегает на высоте 100—1100 м, слагается из 16—20 потоков базальтов и их агломератовых туфов суммарной мощностью до 300 м. Лежит он практически го-

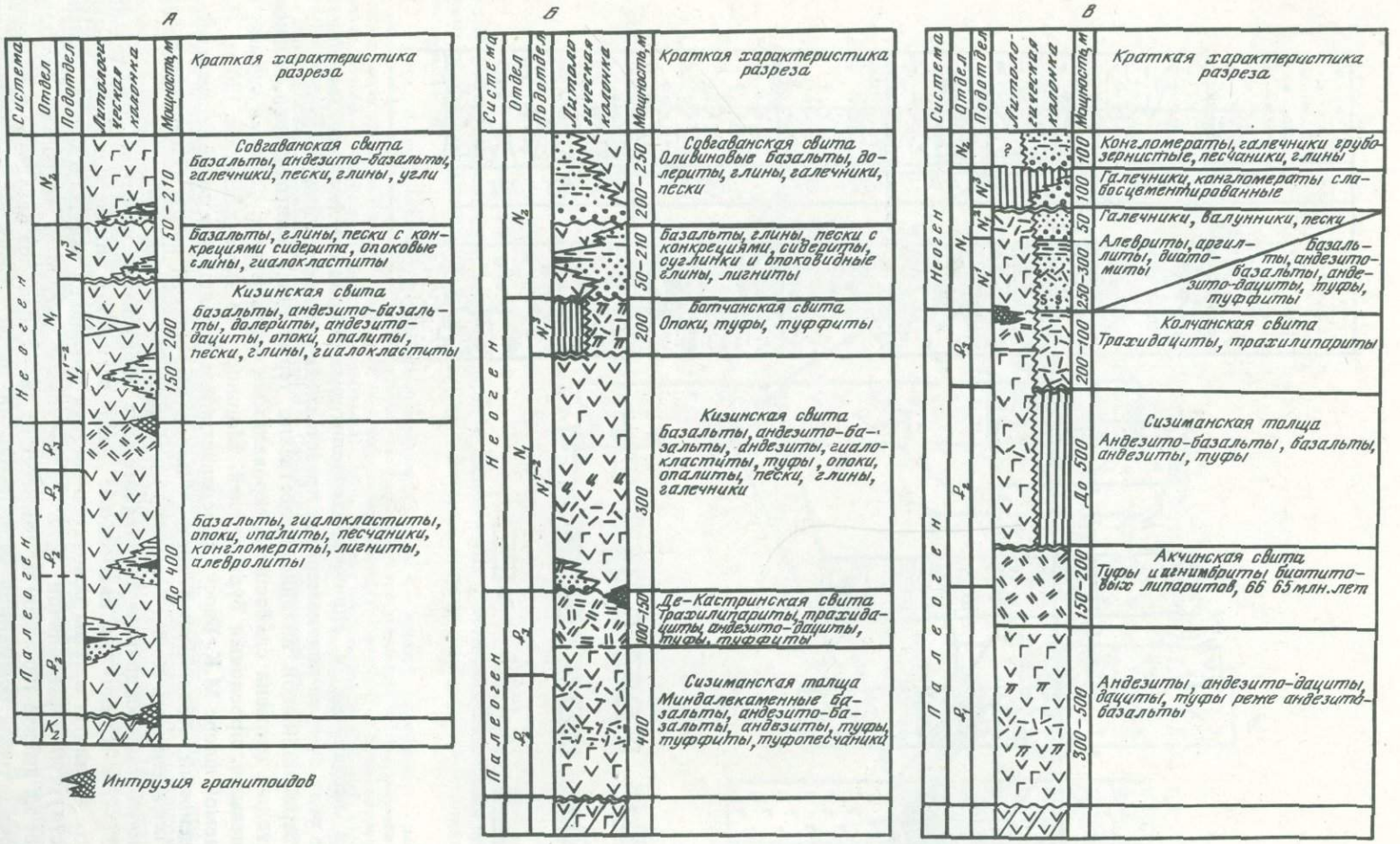


Рис. 28. Сводные литолого-стратиграфические разрезы палеогеновых и неогеновых образований Самаргинско-Ботчинской (*А*), Сюркумской (*Б*) и Нижнеамурской (*В*) структурно-фациальных зон

ризонтально. В ряде мест в основании, а также в средней части базальтовой толщи отмечаются линзовидные тела разнозернистых преимущественно крупнозернистых песчано-галечниковых, песчаных и глинистых образований. Из алевролитов в нижней части разреза в бассейне ключа Тихого и из опок в верхней части была собрана богатая коллекция растительных остатков, позволяющая датировать их соответственно ранним—средним и средним миоценом.

В Зеркальнинской впадине миоценовые (по мнению Ф.И. Ростовского) отложения представлены пачкой слабосцементированных конгломератов и галечников с линзовидными прослоями глин и аргиллитов (см. рис. 27). В Самаргинско-Ботчинской структурно-фациальной зоне неогеновый разрез начинается 200-метровой сложнопостроенной толщей базальтов, андезито-базальтов, долеритов, андезито-дацитов, в которой отмечаются линзующиеся горизонты опок, опалитов, глин, песков, гиалокластитов. Ранне-среднемиоценовый возраст этой толщи вулканических и осадочных пород установлен по ископаемым растительным остаткам. Взаимоотношение ее с нижележащими комплексами не установлено. Аналогичный комплекс пород в Сюркумской (мощность 300—700 м) и Нижнеамурской (мощность 300 м) зонах залегает на нижележащих с размывом. Положение его в стратиграфической шкале на уровне нижнего и среднего миоцена обусловливается содержащейся в нем ископаемой флорой. В Нижнеамурской зоне в районе Де-Кастри обнаружены остатки морских растений Zostera japonica Asch [Варнавский, Бельтенев, 1977].

В Самаргинско-Ботчинской (базальты, глины и пески с сидеритовыми конкрециями, суглинки, опоковидные глины и лигниты) и Сюркумской (200-метровая толща опок, туфов и туффитов — ботчинская свита) зонах известны верхнемиоценовые образования, залегающие на нижележащих комплексах пород с размывом.

В Ольга-Тернейской и Нижнеамурской зонах на это время приходится перерыв в осадконакоплении, и лишь на весьма незначительных участках в Нижнеамурской зоне отмечаются маломощные (до 100 м) линзовидные тела галечников.

Плиоцен в южной подзоне Ольга-Тернейской зоны (Березовская впадина) представлен песчано-галечниковой толщей, несогласно с размывом перекрывающей все нижележащие образования. В Сюркумской зоне в ряде мест развиты маломощные (до 50 м) озерно-аллювиальные отложения андахинской свиты (галечники, валунники, пески, диатомиты) и 200—250-метровая толща оливиновых базальтов, долеритов с галечниками, песками и глинами в основании (совгаванская свита), лежащие на всех нижележащих комплексах несогласно с размывом. В Нижнеамурской зоне весьма ограниченно по площади развиты грубообломочные аллювиальные и склоновые (галечники, грубозернистые песчаники), реже озерные образования (глины) мощностью до 100 м.

Анализируя состав и структуру палеогенового и неогенового разреза вулканогенного пояса, можно представить себе последовательность геологических событий в этом регионе. Палеогеновая история Сихотэ-Алинской ветви Восточно-Азиатского окраинно-материкового вулканического пояса началась вулканизмом среднего и основного состава в его Нижнеамурской и Ольга-Тернейской зонах. На фоне этого вулканизма в небольших вулкано-тектонических структурах (грабенах, кальдерах проседания и др.) образовались маломощные линзообразные песчано-глинистые слабоугленосные тела.

Палеоценовый вулканизм основного—среднего состава в конце палеоцена (на рубеже палеоцена и эоцена) сменяется среднекислым, который в свою очередь в эоцене сменяется основным. На рубеже палеоцена и эоцена повсеместно фиксируется подъем региона, размыв, слабовыраженная складчатость, внедрение гранитоидных интрузий (эоценовые комплексы пород ложатся на нижележащие с размывом и угловым несогласием).

Эоценовая история региона — это прежде всего вулканизм преимущественно

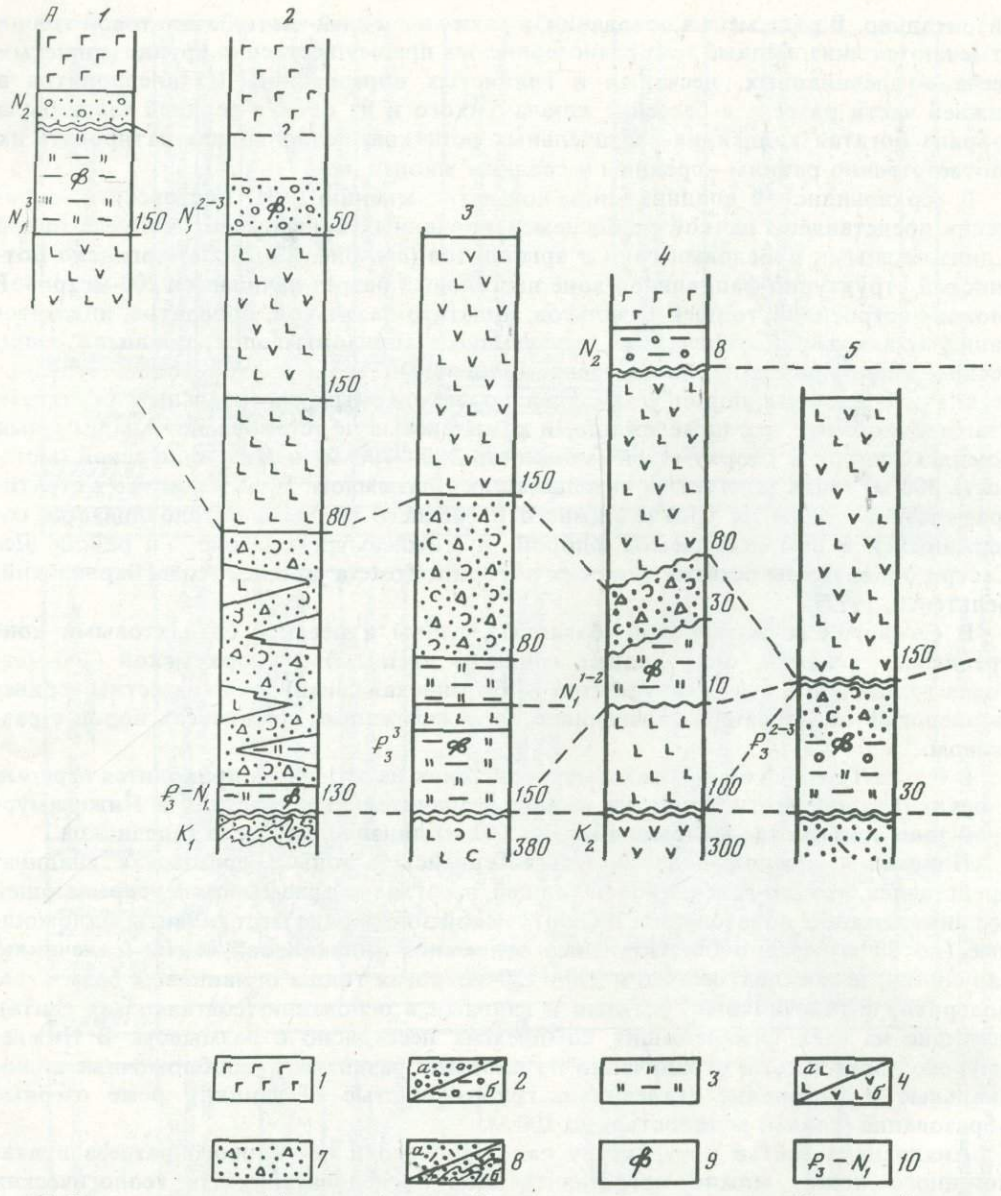
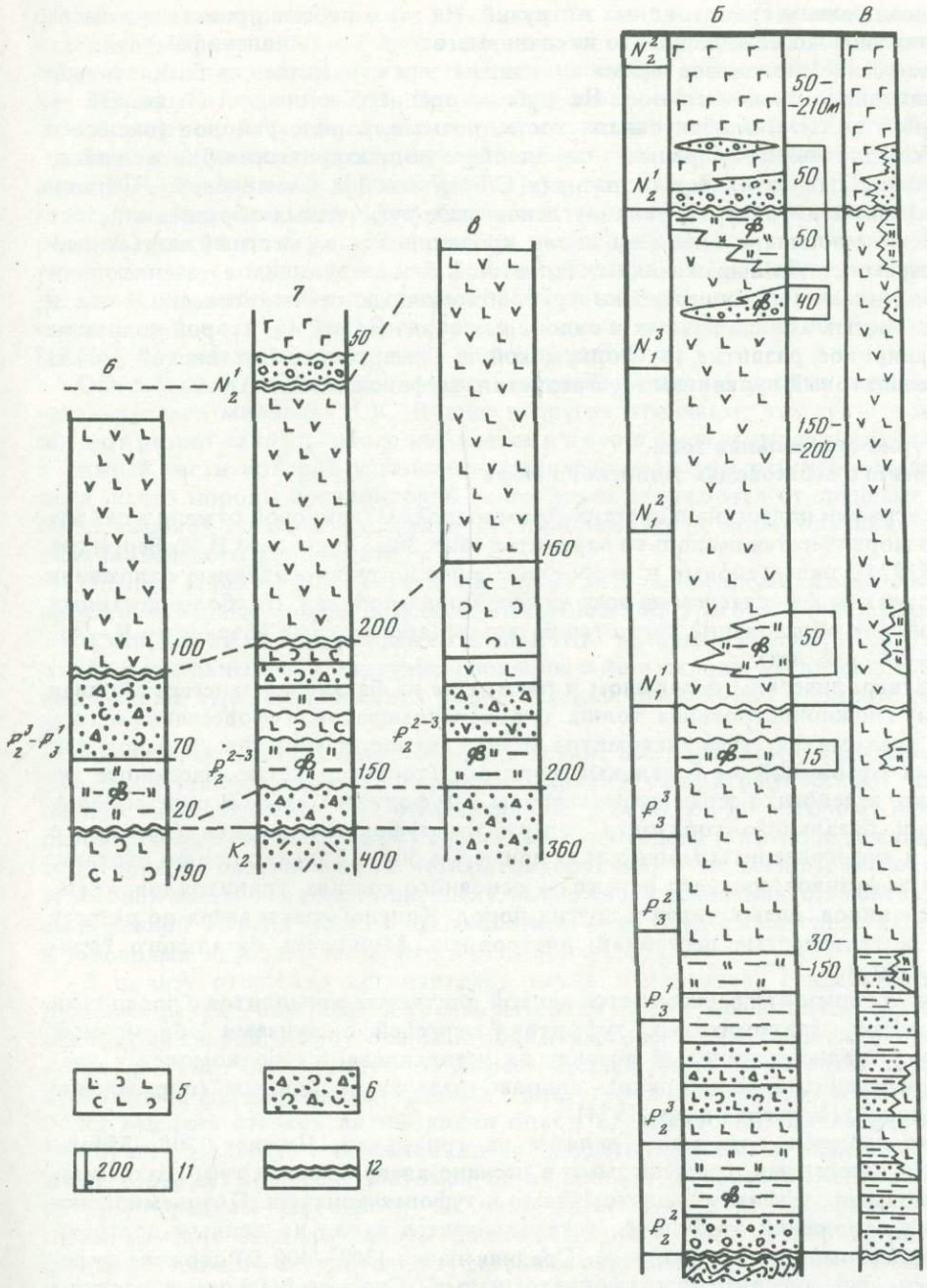


Рис. 29. Схема корреляции (А), сводный разрез (Б) палеогеновых и неогеновых образований среднего Сихотэ-Алиня, последовательность геологических событий (В)

1 — базальты N_2; *2* — галечниковые отложения (*а* — с песчаным, *б* — с глинистым заполнителем); *3* — опоки, опалиты; *4* — лавы (*а* — базальтовые, *б* — андезито-базальтовые); *5* — гиалобазальты; *6* — гиалокластиты; *7* — валунники (грязевые потоки); *8* — породы фундамента; *9* — флора; *10* — возраст ископаемых остатков растений; *11* — мощность, м; *12* — размыв с несогласием. Цифры над разрезами: *1* — р. Ботчи, *2* — Красный Утес, *3* — р. Демби, *4* — р. Тони, *5* — р. Великая Кема, *6* — р. Буй, *7* — р. Сонье, *8* — бухты: Накатова, Сизиман. *Условные обозначения геологических событий* см. на рис. 13, 14, 20

основного ряда. Резко подчиненное значение имеет осадочный процесс; формируются песчано-глинистые, местами слабоугленосные континентальные отложения.

Рубеж эоцена и олигоцена в большинстве случаев не фиксируется. В это время продолжается унаследованное от эоцена формирование вулканитов основного ряда. Лишь местами в Ольга-Тернейской зоне (Березовская и Зеркальнинская



впадины, бассейн рек Максимовки, Кузнецова) проявлялся на этом этапе подъем и размыв нижележащих толщ. Во второй половине олигоцена среднеосновной вулканизм сменяется среднекислым. В этот период почти повсеместно формируются мощные толщи кислых лав, пепловых туфов и туффитов, а в осадочных бассейнах — туфогенные глинистые и алевритовые образования, иногда слабоугленосные.

Рубеж палеогена и неогена почти повсеместно зарегистрирован подъемом региона, развитием денудационных процессов, локальным проявлением склад-

чатости и внедрением гранитоидных интрузий. На этом рубеже происходит смена существенно кислого олигоценового вулканизма основным (миоценовым).

В ранне-среднемиоценовое время вулканизм преимущественно базальтовый, осадконакопление незначительное. На рубеже среднего и позднего миоцена — повсеместный подъем, слабая складчатость, размыв, в ряде районов (на юге и севере пояса) длительный перерыв в породообразующих процессах или же накопление маломощных базальтовых толщ (в Сюркумской и Самаргинско- Ботчинской зонах), песчано-глинистых слабоугленосных и туфогенных образований.

На рубеже миоцена и плиоцена вновь проявились повсеместный подъем, денудация, весьма слабо выраженная складчатость с последующим в течение плиоцена накоплением преимущественно грубообломочных песчано-галечниковых и песчано-глинистых аллювиальных и склоновых образований. Со второй половины плиоцена широкое развитие (в Сюркумской и Самаргинско-Ботчинской зонах) получил базальтовый вулканизм (совгаванская, шуфанская свиты).

Структурно-фациальная зона
Приморского мелководья Японского моря

В стратиграфии палеогена и неогена Приморской материковой отмели и склона Японского моря имеется несколько вариантов (рис. 30). По данным И.И. Берсенева и других [1974], палеогеновые и неогеновые вулканогенно-осадочные отложения залегают с резким несогласием на всех нижележащих породах. Наиболее древними из кайнозойских образований являются базальты (абсолютный возраст по К—Ar-методу 51—52 млн. лет).

Со стратиграфическим перерывом и размывом на базальтах залегает мощная (до 1800 м) сложнопостроенная толща туфоконгломератов, туфопесчаников, аргиллитов, диатомитов, туфодиатомитов и других пород миоцена. В основании миоценовых отложений — базальный горизонт (тонкозернистые массивные туфопесчаники, зеленовато-серые туфоалевриты и туфодиатомиты). В ряде районов в основании базального горизонта содержатся туфоконгломераты (нередко с валунами) и туфогравелиты мощностью примерно 50 м. Галька хорошо окатана, состоит из эффузивов среднего и реже — основного состава, гранитоидов, кремнистых песчаников, алевролитов и других пород. Конгломераты вверх по разрезу переходят в гравелистые песчаники, алевролиты. Мощность базального горизонта 100—300 м.

Базальный горизонт перекрывается пачкой плитчатых аргиллитов с прослоями туфодиатомитов, диатомитовых туффитов, мергелей с линзами обломочных известняков. Среднемиоценовый возраст их устанавливается по комплексу диатомей (определение Е.И. Царько), спорово-пыльцевым данным (определение Т.И. Демидовой) [Берсенев и др., 1974].

Верхнемиоценовые отложения делятся на три пачки. Нижняя (300—350 м) представлена мергелями, гравелистыми и песчано-алевритовыми туфодиатомитами, диатомовыми туффитами, диатомитами и туфопесчаниками. Позднемиоценовый возраст отложений этой пачки устанавливается также по данным диатомового и спорово-пыльцевого анализов. Средняя пачка (300—400 м) сложена туфопесчаниками, туфоалевритами, туфодиатомитами. Спорово-пыльцевые спектры и диатомовые комплексы свидетельствуют о позднемиоценовом возрасте вмещающих пород. Верхняя пачка (100 м) — мергели с прослоями мелкозернистых песчаников венчают разрез миоцена. Диатомовые комплексы верхнего миоцена свидетельствуют о постоянном обмелении бассейна (от ранних до поздних этапов миоцена) [Берсенев и др., 1974].

В эрозионных понижениях на миоценовых отложениях с размывом залегают морские слабосцементированные галечники, гравийники с глыбами, щебнем, конкрециями и стяжениями пелитоморфных известняков. Галька хорошо- и

среднеокатанная, размером 2—3 см, состоит из ороговикованных песчаников и алевритов, эффузивных пород различного состава, гранитоидов и других пород. Мощность плиоценовых отложений резко меняется и достигает 100—200 м (возможно, 350 м). По мнению Т.И. Демидовой, спорово-пыльцевой спектр этих отложений имеет сходство со спектрами плиоценовых отложений Южного Приморья.

Стратиграфическая схема, принципиально сходная с описанной выше, предложена И.К. Пущиным и другими [1977б] (см. рис. 27, *Б*). Схема отличается отсутствием в основании палеогена базальтов, меньшей мощностью базального горизонта, как и вообще всего разреза, подстилающего аргиллитовую толщу, а главное — несколько отличной привязкой разреза к общей стратиграфической шкале. Пачку массивных аргиллитов с базальным горизонтом в основании И.И. Берсенев и другие авторы [1974] относят к среднему миоцену, а И.К. Пущин и другие [1977б] — к позднему палеогену—раннему миоцену.

Обосновывая расположение аргиллитовой пачки на уровне позднего палеогена—раннего миоцена, И.К. Пущин и другие отмечают, что эти отложения начинают разрез кайнозойского комплекса и в свою очередь перекрываются толщей, в нижней части которой установлен комплекс диатомей раннего—среднего миоцена, и что породы аргиллитовой пачки резко отличаются от среднемиоценовых более высокой степенью литификации, приближаясь по этому признаку к породам докайнозойского фундамента.

Позднее (1983 г.) И.И. Берсенев и другие авторы предложили еще один вариант расчленения палеогеновых и неогеновых отложений этого региона (см. рис. 30, *Г*). Этот вариант во многом сходен со схемой И.К. Пущина и других [1977б], отличаясь от нее раздельным рассмотрением зоны шельфа и склона, увеличением мощности выделенных стратиграфических подразделений, выделением в разрезе свит и подсвит.

По нашему мнению, более близки к истине две последние схемы. Вместе с тем нам представляется более логичным вариант стратиграфического построения нижней части кайнозойских отложений (см. рис. 30, *В*), по которому пачка аргиллитов (плитчатых, массивных) относится к олигоцену (аналог надеждинской свиты), горизонт базальных конгломератов (брекчий) — по всей вероятности, аналог угловской свиты — к эоцен-олигоцену, возможно, к основанию олигоцена, а базальты в равной степени могут быть аналогами известных на материке палеоценовых и эоценовых эффузивов среднего и основного состава.

В пользу отнесения аргиллитовой пачки к олигоцену свидетельствуют следующие факты: пирокластический материал пород представлен серповидными осколками кварца, остроугольными обломками очень свежего кислого плагиоклаза, который может быть продуктом широко проявленного в олигоцене липаритового вулканизма, формирования мощных толщ туфов и туффитов кислого состава; более высокая степень литификации пород аргиллитовой пачки [Пущин и др., 1977б] по сравнению с вышележащими среднемиоценовыми; вышележащие отложения содержат комплекс диатомей, позволяющий датировать вмещающие породы ранним—средним миоценом; на сопредельном участке материка (Хасанская и южная часть Западно-Сихотэ-Алинской зон) в олигоцене широко развиты бассейновые глинисто-алевритовые туфогенные отложения надеждинской свиты. Мощность этих отложений в Угловской, Шкотовской, Хасанской впадинах постепенно увеличивается в сторону описываемого шельфа. В этом же направлении проявляются признаки мористости фаций. Естественно ожидать в описываемом мелководьи подобные образования; описанные И.И. Берсеневым базальтоиды скорее всего отвечают палеоценовым и эоценовым вулканитам основного и среднего ряда материка. Это подтверждается и данными определения их абсолютного возраста (51—52 млн. лет, К—Ar-метод).

Уменьшение роли отложений нижнего миоцена в области описываемого шельфа в какой-то степени понятно, если принять во внимание, что и на сопредельном

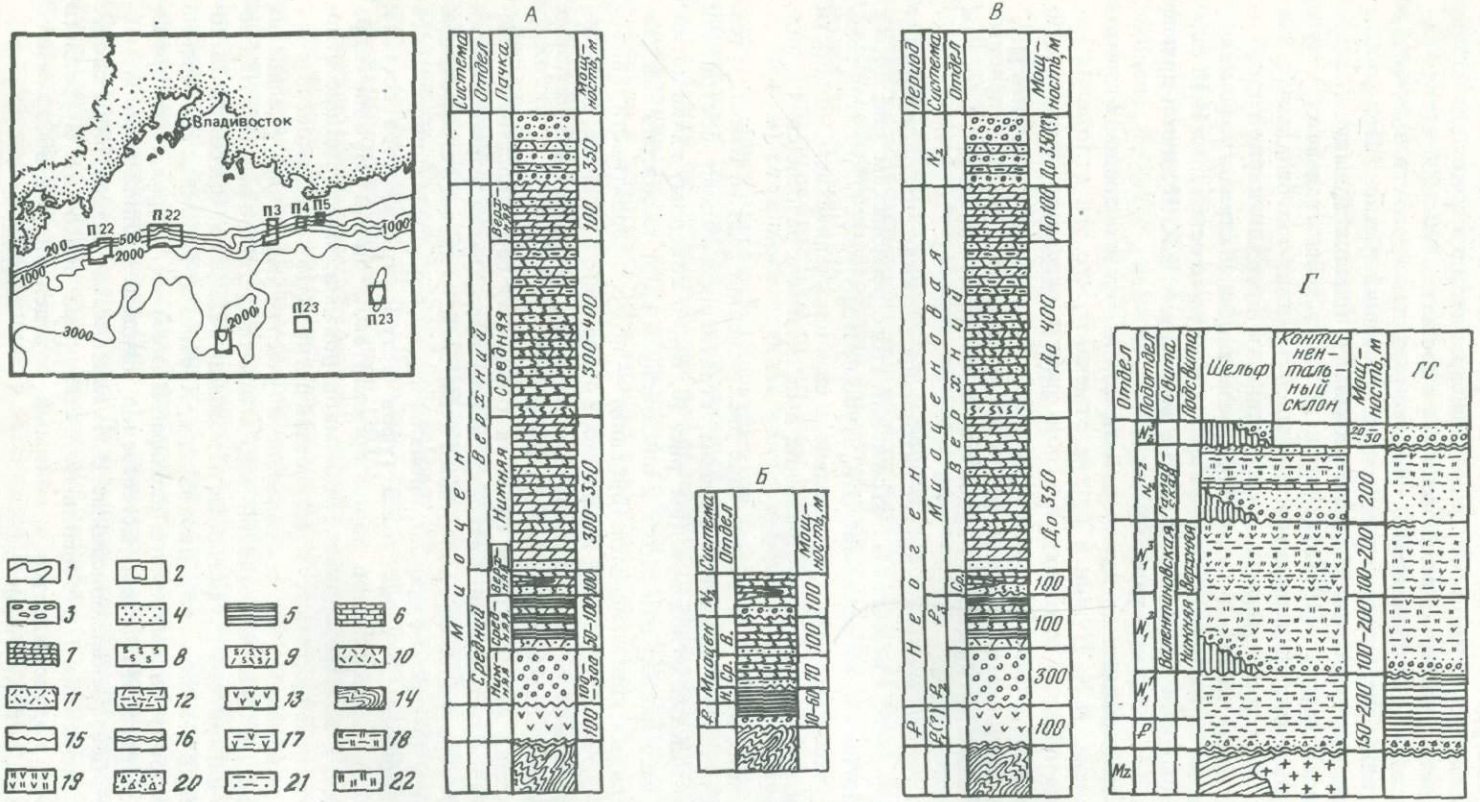


Рис. 30. Схема стратиграфии палеогеновых и неогеновых отложений Приморской материковой отмели и склона севера Японского моря (Япономорской структурно-фациальной зоны)

А — по *И.И. Берсеневу*, Ю.С. Липкину, И.К. Пущину, М.И. Липкиной (1974 г.); *Б* — по И.К. Пущину, В.П. Болдыревой, И.Г. Ващенковой и другим (1977 г.); *В* — по автору (с использованием материалов *А* и *Б*); *Г* — по *И.И. Берсеневу*, В.А. Безверхнему, Н.Г. Ващенковой, М.Г. Горовой, И.Б. Цой (1983 г.). На схеме: *1* — изогипсы Японского моря, *2* — полигон изучения рассматриваемых отложений. На стратиграфических схемах: *3* — галечники; *4* — песчаники; *5* — аргиллиты; *6* — известняки; *7* — мергели; *8* — диатомиты; *9* — туфодиатомиты, *10* — туффиты; *11* — туфопесчаники; *12* — туфоалевриты; *13* — базальты; *14* — породы складчатого основания; *15* — контакт размыва; *16* — контакт размыва и несогласия; *17* — глинисто-туфогенные образования; *18* — глинисто-кремнистые образования; *19* — кремнисто-туфогенные образования; *20* — базальные слои (щебнисто-песчано-дресвяные образования); *21* — пески, алевриты; *22* — кремнистые породы (опоки, диатомиты и др.)

материке в южной части Западно-Сихотэ-Алинской и Хасанской зон (Артемовская, Николаевская, Пойминская, Нарвская, Синеутесная впадины) относительная количественая роль этих образований минимальна. В этой связи думается, что в области описываемого шельфа между олигоценом (толща плитчатых аргиллитов) и средним миоценом (валентиновская свита) был длительный перерыв в осадконакоплении.

Разноречивость существующих представлений по стратиграфии описываемого мелководья (см. рис. 30) позволяет с уверенностью сделать следующие выводы. В течение почти всего палеогена описываемый регион представлял собой сушу, в зоне которой (по-видимому, на сочленении современного материка и моря) происходил вулканизм с излиянием базальтовых лав. Осадконакопление здесь началось в олигоцене с формирования склоновых песчано-брекчиевых и песчано-галечниковых, а затем бассейновых глинистых и глинисто-диатомитовых образований. На рубеже раннего и среднего миоцена, позднего миоцена и плиоцена, среднего и позднего плиоцена в зоне шельфа происходили поднятия и денудация. Регион развивался с поступательным увеличением мористости отложений от олигоцена к плиоцену.

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Основной таксономической единицей региональной шкалы палеогена и неогена юга материковой части Дальнего Востока является горизонт. В палеогене выделены три горизонта: кивдинский, угловский, включающий слои с Litsia gracilis, Hovenia thunbergiana, и надеждинский, в неогене — четыре: тавричанский, приханкайский, усть-суйфунский и суйфунский (рис. 31, см. вкл.; 32).

На уровне верхней части среднего миоцена между приханкайским и усть-суйфунским горизонтами выделяются слои с Fagus chancaica Alex.

Из-за постепенности развития флор границы между системами, отделами, подотделами, по палеоботаническим данным, расплывчатые, нечеткие и более точно определяются по комплексу литологических и минералого-геохимических данных. В соответствии с решением III Дальневосточного регионального межведомственного стратиграфического совещания граница тавричанского и приханкайского горизонтов проводится в средней части нижнего миоцена. Нам представляется более правильным провести ее по границе нижнего и среднего миоцена. Внутри нижне-среднемиоценовых комплексов во многих осадочных бассейнах отмечался довольно четко выраженный размыв (см. рис. 32), позволяющий разделить их на нижне- и среднемиоценовые. Видимо, правы были М.А. Ахметьев и другие [1969], когда, описывая нижне-среднемиоценовые отложения бассейнов Амгунь-Амурской структурно-фациальной зоны, высказывали мнение о возможности уверенного расчленения нижне-среднемиоценовых отложений на нижне- и среднемиоценовые. Они считали целесообразным разделить усть-давыдовский горизонт, который сейчас разделен на тавричанский и приханкайский, на две части — нижне- и среднемиоценовую. В прилагаемой корреляционной стратиграфической схеме показана принятая совещанием граница, стрелкой — возможность ее подъема до рубежа раннего и среднего миоцена.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПАЛЕОГЕНОВЫХ И НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Сравнительный анализ палеогеновых и неогеновых отложений мы даем по параметрам, характеризующим породы и сложенные ими разрезы впадин юга материковой части Дальнего Востока. Это возраст наиболее древних отложений, слагающих впадину (базальные горизонты палеогена и неогена, отражающие время заложения впадин); литологический и фациальный состав разреза впадин; минералогия пород (в том числе геохимия и минералогия глин); наличие конкреций;

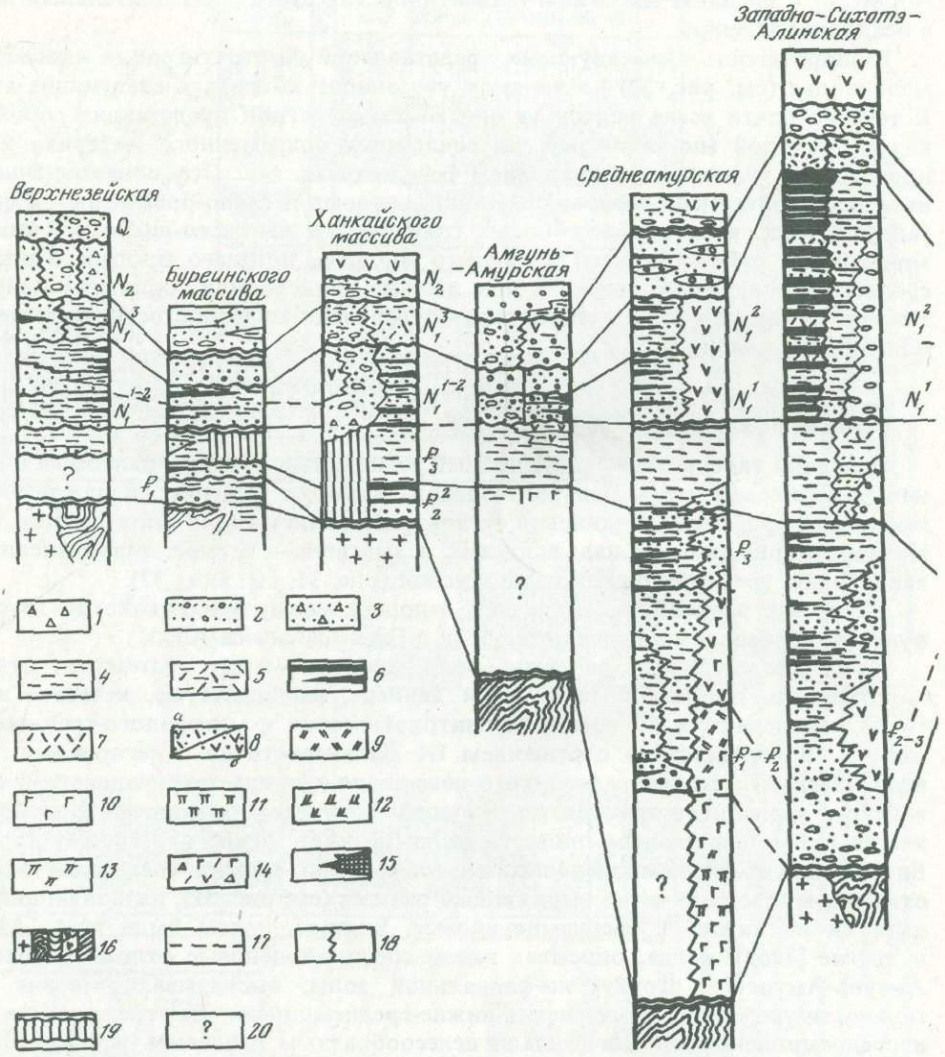
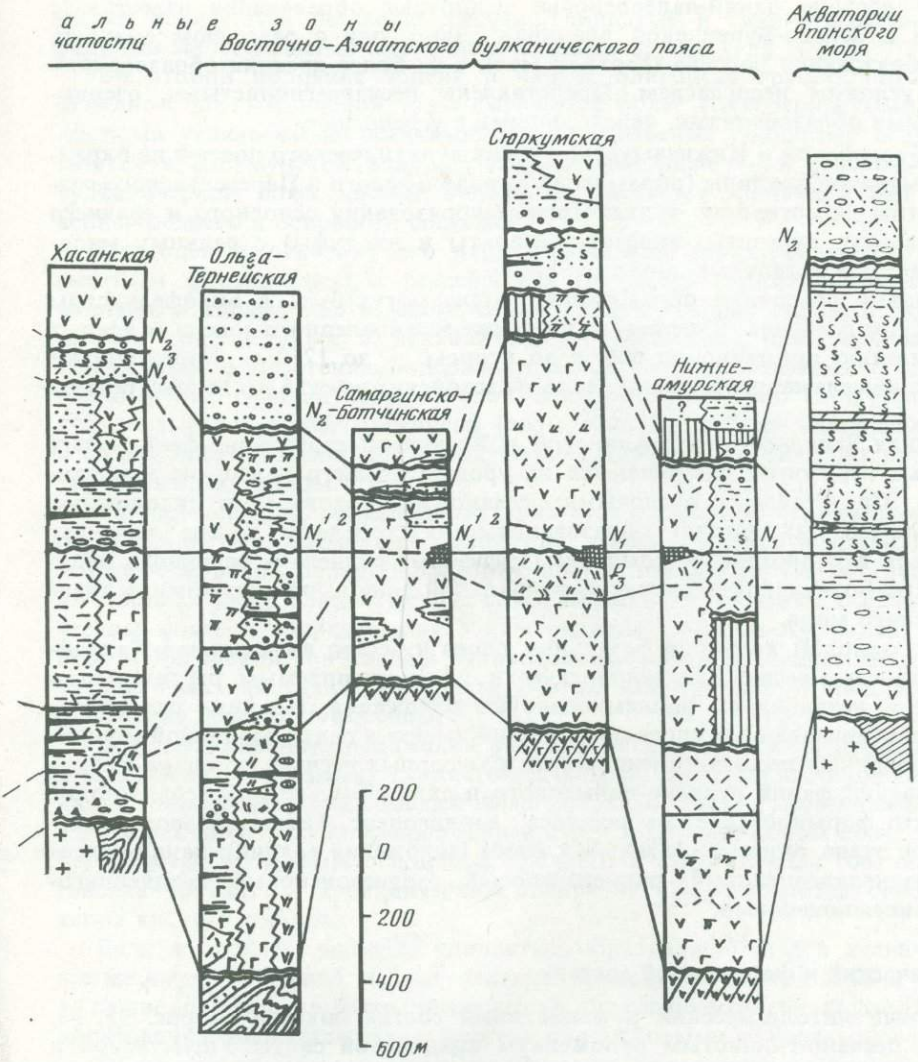


Рис. 32. Схема корреляции сводных литолого-стратиграфических разрезов палеогена и неогена структурно-фациальных зон юга материковой части Дальнего Востока

1 — склоновые песчано-дресвяно-щебнистые образования; *2* — пески с дресвой и галькой; *3* — смешанные песчано-дресвяные образования; *4* — глины, аргиллиты; *5* — глины туфогенные; *6* — угли; *7* — туфы и туфоалевриты; *8а* — пески туфогенные, *8б* — туфопесчаники; *9* — эффузивы кислого состава; *10* — эффузивы среднего состава (андезиты); *11* — андезито-дациты; *12* — гиалокластиты; *13* — опоки; *14* — лаво- и туфобрекчии; *15* — интрузивные тела; *16* — породы фундамента; *17, 18* — контакты: *17* — неясный, *18* — знак латерального фациального замещения; *19* — перерывы в осадконакоплении; *20* — неизученные интервалы разреза. Остальные условные обозначения см. на рис. 30

цикличность строения разрезов; плотность, степень литификации пород, углефикации углей; вулканизм, туфогенность пород; условия залегания пород, взаимоотношение их в разрезе и по латерали; мощности палеогеновых и неогеновых отложений и отдельных их стратиграфических подразделений. На рис. 33 (см. вкл.) показаны основные черты литолого-фациального состава и строения



палеогеновых и неогеновых отложений впадин Приамурья и Приморья, показан характер сменяемости в разрезе литологических и фациальных комплексов, наличие размывов, несогласий, фациальных изменений по латерали, привязка этих элементов к общей стратиграфической шкале.

Базальные горизонты

Базальные горизонты палеогеновых и неогеновых отложений наименее изучены. Они выполняли наиболее погруженные участки впадин и не всегда вскрывались скважинами и подвергались исследованию. До сих пор не изучены наиболее глубоко залегающие части разрезов Бирофельдского, Хабаровского, Переяславского и других грабенов Среднеамурской впадины, южной прибортовой части Верхнезейской впадины, Эворон-Чукчагирской, Нижнеамгунской (Чля-Орельской) и других впадин Амгунь-Амурской структурно-фациальной зоны, ряда впадин вулканического пояса.

Наиболее древние даний-палеоценовые осадочные образования известны в Ушумунской и Зейско-Буреинской впадинах[1]. Здесь они с размывом сменяют осадочные образования цагояна (верхний мел), а на более древних образованиях залегают с угловым несогласием. Представлены песчано-глинистыми, озерно-аллювиальными образованиями, переходящими в угленосные.

В Ольга-Тернейской и Нижнеамурской зонах вулканического пояса и на окраинах Среднеамурской впадины (обрамление Бирофельдского и Переяславского грабенов) известны палеогеновые вулканогенные образования основного и среднего состава (базальты, андезиты, андезито-базальты и их туфы) с редкими маломощными линзами осадочных пород.

Палеоценовые осадочные образования вполне могут быть в Бирофельдском и Переяславском грабенах. В первом из них ниже установленного эоцена не вскрыт разрез мощностью примерно до 600, а во втором — до 1250 м. Палеогеновые отложения на нижележащих палеозойских и мезозойских лежат в основном с резким несогласием.

Во впадинах Западно-Сихотэ-Алинской и Хасанской структурно-фациальных зон базальные горизонты размещаются на уровне позднего палеоцена или раннего эоцена. Представлены русловыми песчано-галечниковыми и склоновыми несортированными мусорными образованиями. С середины эоцена начинает формироваться вулканогенный комплекс (эффузивы среднего и основного ряда) в Самаргинско-Ботчинской структурно-фациальной зоне и, по-видимому, в акватории Японского моря.

Наиболее молодой комплекс базальных слоев известен во впадинах Ханкайского срединного массива. Палинологически и по ископаемым растительным остаткам здесь установлены раннемиоценовые отложения. Но ниже палеоботанически охарактеризованных слоев повсеместно имеются пачки различной мощности несортированных песчано-галечниковых и мусорных песчано-дресвяно-щебнистых образований фаций руслово-пойменного и склонового комплексов. Вполне возможно, что формирование их началось в олигоцене. Таким образом, намечается четыре этапа развития базальных слоев (заложения впадин): даний-палеоценовый, позднепалеоценовый—раннеэоценовый, среднеэоценовый, позднеолигоценовый—раннемиоценовый.

Литологический и фациальный состав

Обобщенный литологический и фациальный состав показан на рис. 32, 33. Угленосным песчано-глинистым отложениям кивдинской свиты Ушумунской и Зейско-Буреинской впадин соответствуют маломощные линзообразные тела песчано-глинистых угленосных и туфогенных образований Ольга-Тернейской зоны, линзующиеся тела туфов и андезитовых туфоконгломератов, размещенные в 300—350-метровой толще вулканитов основного и среднего составов.

В конце палеоцена и в первой половине эоцена вулканиты среднего и основного составов сменяются кислыми (липаритами, дацитами). В северной подзоне Ольга-Тернейской зоны и в Самаргинско-Ботчинской зоне синхронно с излиянием кислых лав проявляется внедрение интрузий гранитоидного состава (преимущественно гранодиориты).

В формирующихся осадочных бассейнах Западно-Сихотэ-Алинской зоны в это время накапливаются грубообломочные несортированные русловые и склоновые образования. В Хасанской и Ольга-Тернейской зонах наряду с развитием вулка-

[1] Здесь и далее для остальных впадин при описании базальных слоев следует иметь в виду, что почти повсеместно палеогеновые и неогеновые отложения ложатся на коры выветривания подстилающего комплекса пород.

низма образуются песчаные, песчано-глинистые и глинисто-песчаные толщи с редкими маломощными пластами и линзами бурого угля.

Во второй половине эоцена и начале олигоцена грубообломочные осадки Западно-Сихотэ-Алинской зоны сменяются более тонкозернистыми песчано-глинистыми угленосными осадками. Слабоугленосные глинистые осадки накапливаются в Ушумунской впадине, глинисто-песчаные — в Зейско-Буреинской. В вулканическом поясе кислый вулканизм сменяется излиянием лав преимущественно среднего и основного состава.

Олигоцен и особенно его вторая половина характеризуются почти повсеместным формированием бассейновых (озерных) глинисто-алевритовых толщ, излиянием кислых лав и накоплением толщ пепловых туфов. В осадочных бассейнах, сопредельных с вулканическими областями, олигоценовая глинистая толща обычно туфогенна, содержит прослои и линзы пепловых туфов, туффитов, диатомитов, туфодиатомитов, слои бентонитовых глин. Синхронно с кислым вулканизмом в конце олигоцена (возможно, на рубеже олигоцена и миоцена) в Самаргинско-Ботчинской, Сюркумской, Нижнеамурской зонах проявляется интрузивный магматизм.

Ранний—средний миоцен характеризуется преимущественным накоплением песчано-глинистых угленосных отложений. Лишь в редких впадинах Ханкайской, Амгунь-Амурской, Западно-Сихотэ-Алинской зон формируются безугольные озерно-аллювиальные глинистые, песчано-глинистые и песчаные осадки. В вулканическом поясе и сопредельных с ним впадинах Амгунь-Амурской, Среднеамурской и Хасанской зон кислый вулканизм сменяется излиянием преимущественно базальтовых лав кизинской свиты. В этих зонах песчано-глинистые угленосные отложения нередко туфогенны.

Верхнемиоценовые отложения развиты не повсеместно и представлены преимущественно песчаными, глинисто-песчаными, изредка песчано-глинистыми аллювиальными, озерно-аллювиальными осадками, часто туфогенными. В это время в ряде районов Юго-Западного Приморья и в вулканическом поясе эпизодически проявляется вулканизм основного, среднего и кислого ряда (ботчинская, сандуганская свиты), из вулканических аппаратов выбрасываются огромные массы пепла кислого состава.

Если в верхнем миоцене глинистые образования хотя и незначительны, но все же имеют значение, и даже местами проявляется весьма слабая угленосность, то *в плиоцене формируются преимущественно песчано-галечниковые аллювиальные* образования. Венчается разрез неогена плиоценовыми покровами базальтов.

Обращает на себя внимание устойчивость подавляющего большинства членов вертикальных рядов осадочных формаций по латерали. Так, песчано-глинистой угленосной формации даний-палеоцена Амуро-Зейского региона (кивдинская свита) соответствуют линзующиеся тела угленосных осадочных пород южной подзоны Ольга-Тернейской зоны вулканического пояса, заключенные в толще палеоценовых вулканитов основного и среднего ряда. Песчано-глинистой угленосной подформации Хасанской впадины (назимовская свита) в Среднеамурской впадине коррелятна существенно песчаная часть разреза с маломощными пластами угля и углистых глин, вскрытая на глубине 1200—1385 м [Варнавский, 1971]. Еще более четко и широко прослеживаются песчано-глинистая угленосная подформация угловского времени, глинистая (местами туфогенная, туффитовая, липаритовая) подформация надеждинского и песчано-глинистая угленосная подформация тавричанского и приханкайского времени. Четыре угленосных горизонта (кивдинский, назимовский, угловский, бузулинско-ушумунский) и верхнеолигоценовый глинисто-туффитовый (надеждинский) являются своего рода реперами в стратиграфических построениях.

Таким образом, в формировании осадочного комплекса пород намечаются четыре этапа: даний-палеоценовый, эоцен-олигоценовый, миоценовый, плиоценовый.

Минералогия пород

Наиболее детально минеральный состав пород изучен в Ушумунской, Зейско-Буреинской и Среднеамурской впадинах, о других же имеются отрывочные сведения, в какой-то мере позволяющие сделать сравнительный анализ.

Намечаются определенные закономерности в размещении минеральных комплексов по минеральным парам устойчивых (ильменит + лейкоксен) и неустойчивых к выветриванию (эпидот + роговая обманка) минералов. Закономерно меняется в разрезе содержание сфена, граната, циркона и аутигенных минералов (сидерит, пирит, марказит, гидроокислы железа) [Варнавский, 1977б; Варнавский, Гилев, 1975а, 1975б, 1977].

Постепенно вверх по разрезу (от даний-палеоценовых отложений кивдинской свиты до плиоценовых образований белогорской свиты увеличивается от нескольких процентов до 60% содержание неустойчивых к выветриванию минералов тяжелой фракции — эпидота и роговой обманки, соответственно уменьшается (от 75 до 10%) содержание ильменита и лейкоксена, увеличиваются количества сфена (от 1 до 14%), граната (от долей процента до 6%), уменьшаются — циркона (от 18% до долей процента), аутигенных минералов (от 20% до единичных зерен).

Примечательно, что это общее уменьшение или увеличение содержания соответствующих минералов или минеральных пар происходит не постепенно, а циклично. Так, содержание минеральной пары эпидот + роговая обманка увеличивается постепенно от даний-палеоценовых осадков к олигоценовым (от долей процента до 22%), затем резко уменьшается (до нескольких процентов) в нижнем миоцене (нижняя часть бузулинской свиты) и снова резко увеличивается до максимального (до 70%) в среднем миоцене (верхняя часть бузулинской свиты), снова снижается (до 29%) в верхнем миоцене (сазанковская свита) и затем повышается (до 60—70%) в плиоцене (белогорская свита). Соответственно, но в обратной пропорции происходит изменение содержания устойчивой к выветриванию минеральной пары ильменит + лейкоксен. Подобная закономерность отмечается и для палеогеновых и неогеновых отложений Верхнезейской, Среднеамурской и других впадин.

В Среднеамурской впадине в верхней части чернореченской свиты (нижний олигоцен) содержание ильменита составляет 40—90, эпидота — 10—30%. В бирофельдской свите минералы тяжелой фракции почти полностью представлены аутигенными минералами (сидеритом), так же как в Зейско-Буреинской и Ушумунской впадинах, где аутигенные минералы составляют более 80% общей массы минералов тяжелой фракции. По сравнению с чернореченской в нижней части бирофельдской свиты уменьшается содержание ильменита [Варнавский, 1971]. В нижнемиоценовых отложениях (нижняя часть Ушумунской свиты) содержание ильменита составляет 20—50%, а в среднем миоцене (верхняя часть ушумунской свиты) его не больше 15%.

В приамурской свите Среднеамурской впадины, являющейся аналогом белогорской свиты Ушумунской и Зейско-Буреинской впадин, резко возрастает содержание неустойчивых к выветриванию минералов (эпидот — до 60, пироксен — до 15%). Здесь же преобладают полевые шпаты (40—70%), что полностью согласуется с данными по Ушумунской и Зейско-Буреинской впадинам.

Таким образом, в изменении содержания указанных минеральных пар намечаются три цикла [Варнавский, Гилев, 1975, б]: палеогеновый, нижне-среднемиоценовый, верхнемиоценовый—плиоценовый.

Конкреции осадочных образований

При изучении скважин, пробуренных в осадочных бассейнах структурно-фациальных зон платформ и срединных массивов, конкреции не были обнаружены. В составе минералов тяжелой фракции зафиксированы порой значительные содер-

жания аутигенных минералов (сидерита, пирита, лимонита). Аутигенные сидеритовые и пиритовые новообразования имеют микрожелвачковую форму и размеры от долей миллиметра до 1 мм и более. Содержание их в породах различных стратиграфических подразделений палеогена и неогена различно. В Ушумунской впадине в даний-палеоценовых отложениях (кивдинская свита) аутигенные минералы (главным образом сидерит, реже гидроокислы железа) составляют более 60% шлиха тяжелой фракции. В позднеэоценовых отложениях райчихинской свиты они незначительны. В олигоценовых образованиях (мухинская свита) тяжелая фракция представлена преимущественно микрожелвачками сидерита, который часто составляет всю массу шлиха. В нижнемиоценовых отложениях (нижняя часть бузулинской свиты) содержание аутигенных минералов (преимущественно пирит, реже лимонит) резко снижается до 14,5%, лишь в редких пробах количество их достигает 50% шлиха тяжелой фракции. В среднемиоценовых отложениях (верхняя часть бузулинской свиты) содержание аутигенных минералов осталось тем же, что и в нижнемиоценовых, но вместо пирита здесь преобладает сидерит. В верхнемиоценовых и плиоценовых отложениях (сазанковская и белогорская свиты) аутигенные минералы практически отсутствуют.

В Зейско-Буреинской впадине фиксируется подобный же характер распределения в разрезе аутигенных микрожелвачковых образований.

Резко отличная обстановка сложилась во впадинах структурно-фациальных зон областей позднепалеозойской и мезозойской консолидации. Здесь по всему разрезу палеогена и нижнего—среднего миоцена отмечаются сидеритовые, редко — пиритовые конкреции [Варнавский, 1973; Варнавский, Крапивенцева, 1973].

Сидеритовые конкреции различаются по составу, форме, размеру, макро- и микроструктуре. По составу выделяются сидеритовые, кремнисто-сидеритовые, глинисто-сидеритовые, сидерито-глинистые конкреции. По форме это желваки, округлые тела, трубчатые, пальцеобразные, неправильной формы червеобразные и узловатые образования. По-видимому, имеют место лепешковидные и овальные конкреции. Размер их меняется от микрожелвачков (0,1—0,25 мм) до крупных образований (по оси керна до 0,5 м).

По микроструктуре различаются однородные глинисто-сидеритовые, изредка кремнисто-сидеритовые, сидеритовые конкреции и пятнистые или сгустковые конкреционные образования. Пятнистая и сгустковая структура обусловлены неоднородностью состава. В глинисто-сидеритовой массе содержатся неправильные узловатые образования и кремнисто-сидеритовые и сидеритовые желвачки или, наоборот, в сидеритовой массе — глинисто-сидеритовые сгустки. Отмечающиеся в виде микрожелвачков (0,1—5 мм) сидеритовые образования обычно беспорядочно рассеяны в глинистой, реже в глинисто-алевритовой массе породы. По микроструктуре выделяются оолитовые сферосидериты, звездчатые сферосидериты, короткопризматические кристаллы и их агрегаты, глинисто-сидеритовые микрокомочки. Сидеритовые конкреции наиболее часто встречаются в глинистых и глинисто-алевритовых образованиях фаций открытых и застойных озер, стариц, реже — в углистых слоях фаций торфяных болот, песчано-глинистых образованиях водоемов у подножия склонов, отсутствуют в русловых образованиях.

Сравнительный анализ конкрециеносности палеогеновых и неогеновых отложений показывает, что конкрециеобразование (в частности образование сидерита) находится в прямой зависимости от степени катагенеза (литификации) пород. В осадочных бассейнах платформенных областей, где рыхлые осадки слагают плитный комплекс пород [Соловьев, 1975], сидеритообразование находится в стадии образования микрожелвачков. В осадочных бассейнах области мезозойской складчатости, являющейся переходной областью от платформ и срединных массивов к геосинклиналям, палеогеновые и неогеновые породы обладают большей плотностью, слагают орогенный породный комплекс и содержат в себе сидеритовые, глинисто-сидеритовые, кремнисто-сидеритовые конкреции

размером до 0,5 м. В осадочных бассейнах геосинклинальных областей (Сахалин, Камчатка) наряду с сидеритовыми широко развиты песчано-известковистые, кальцитовые, кальцит-доломитовые, доломитовые, фосфоритовые и анкеритовые конкреции [Варнавский, 1973].

Цикличность разрезов

Как уже отмечалось ранее, в идеальном случае полный элементарный цикл слагается следующими типами пород: галечник, гравийник, песок (без разделения на гранулометрические разности), алеврит, глина, углистая глина, уголь. Однако такие циклы в разрезе континентальных угленосных отложений палеогена и неогена рассматриваемой территории практически не были встречены. Обычно они либо редуцированы за счет выпадения снизу и сверху грубообломочных пород — галечников (I-*а*), гравийников (I-*в*), либо углистых пород средней части циклов — углистых глин (III-*а*) и углей (III-*в*), или же размыты породами вышележащего цикла (см. рис. 1, табл. 1).

Анализ строения осадочных толщ показывает, что во всех впадинах, независимо от того, когда и где они образовались, осадочное выполнение имеет цикличное строение. Во всех впадинах выделяется примерно одинаковый набор типов элементарных циклов (полные, редуцированные, сокращенные, микро — мелкие, средние, крупные и т.д.).

Во всех впадинах базальные слои осадочных толщ, сформировавшиеся в начальный период развития бассейна (или после длительного перерыва в осадконакоплении с последующей активизацией осадочного процесса), представлены, как правило, грубообломочными галечниково-песчано-глинистыми и гравелисто-песчано-глинистыми редуцированными и наполовину сокращенными циклами. В разрезе порой сохраняются только нижние трансгрессивные части циклов. Размыв в регрессивную стадию бывает настолько сильным, что нередко в разрезе мы наблюдаем только сохранившиеся базовые слои, и создается впечатление, что мы имеем дело с однообразной мощной толщей песков. Типичным примером этого являются толщи верхнего миоцена и плиоцена (усть-суйфунского и суйфунского горизонтов), а также нижние базальные слои впадин Западно-Сихотэ-Алинской, Среднеамурской и других структурно-фациальных зон.

Вверх по разрезу осадочной толщи, по мере уменьшения степени контрастности в относительном превышении областей денудации и осадконакопления, все большую роль приобретают песчано-глинистые, песчано-глинистые угленосные, алеврито-глинистые циклы. Уменьшается степень их размытости, увеличивается набор элементов элементарных циклов, их полнота.

Примерно таким же образом меняется характер цикличности в направлении от тектонически подвижных бортов впадин (грабенов) или их внутренних поднятий к центральным, наиболее погруженным частям. Одновозрастные отложения в прибортовых частях грабена имеют мелкоцикличное строение с участием галечниково-песчано-глинистых или гравелисто-песчано-глинистых весьма сокращенных циклов, а в наиболее погруженной центральной части грабена — мелко- и среднецикличное строение с участием песчано-глинистых, алеврито-глинистых редуцированных слабосокращенных циклов.

Следует повторить, что такая пространственная закономерность изменения цикличности характерна для тектонически активных бортов грабенов, которые находятся под влиянием интенсивно воздымающихся сопряженных с ними областей денудации. Подобной картины мы не наблюдаем в области пологих бортов односторонних грабенов и вообще пологих бортов, сопряженных с выравненной областью денудации (например, Ушумунская впадина, Майкурский горст Зейско-Буреинской впадины и др.).

Наряду с этими чертами цикличности, общими практически для всех впадин,

имеются и отличительные особенности в характере цикличности осадочных толщ, развивающихся в различных структурно-фациальных зонах.

Количество циклов, составляющих одновозрастные стратиграфические подразделения, увеличивается от бассейнов малоподвижных областей платформ и срединных массивов к бассейнам более подвижных областей позднепалеозойской и мезозойской складчатости. Так, в нижне-среднемиоценовых отложениях Ушумунской и Зейско-Буреинской впадин отмечается максимум 11 (в основном 5—7) циклов, в Бирофельдском грабене Среднеамурской впадины, располагающемся на стыке малоподвижной области Буреинского срединного массива и мезозойской складчатости, их насчитывается более 16, а в Переяславском грабене, Нижнебикинской и Шкотовской впадинах — более 30.

В этом же направлении возрастает и число элементов в цикле. Если для Ушумунской и Зейско-Буреинской впадин характерны 2—3-, изредка 4-компонентные циклы, то для впадин области позднепалеозойской и мезозойской консолидации обычны 3—4-компонентные. Максимальная мощность циклов в первых не превышает 65 м, во вторых достигает 115 м, минимальные мощности — соответственно 2 и 4 м.

Иначе говоря, изменения в характере цикличности осадочных толщ, смена галечниково-песчано-глинистых и гравелисто-песчано-глинистых циклов песчано-глинистыми, песчано-глинистыми угленосными, алевритово-глинистыми — это не локальное явление, свойственное отдельной впадине, а всеобщий процесс развития осадконакопления осадочных бассейнов Приамурья и Приморья.

Несмотря на то, что в палеогене рассматриваемая территория развивалась весьма дифференцированно, четко фиксируются коррелятные по времени черты сходства в строении осадочных толщ. Для песчано-глинистых отложений кивдинской свиты Ушумунской и Зейско-Буреинской впадин не известны пока коррелятные осадочные толщи в других бассейнах. На окраинах Среднеамурской впадины, в Ольга-Тернейской структурно-фациальной зоне, в это время был широко развит вулканизм с излиянием лав основного и среднего ряда. И тем не менее в мощной толще вулканитов Ольга-Тернейской зоны отмечаются маломощные тела песчано-глинистых угленосных отложений, свидетельствующие о благоприятной для углеобразования климатической и ландшафтной обстановке. Вполне возможно, что коррелятные кивдинским угленосные отложения имеются и в наиболее погруженных и неизученных в настоящее время участках Бирофельдского и Переяславского грабенов Среднеамурской впадины.

Галечниково-песчано-глинистые склоновые и озерно-аллювиальные отложения нижней половины эоцена, широко развитые в Западно-Сихотэ-Алинской структурно-фациальной зоне, сменяются последовательно аллювиально-озерными и болотными песчано-глинистыми угленосными отложениями второй половины эоцена—нижнего олигоцена и затем озерными алеврито-глинистыми толщами олигоцена. Сходная с этим последовательность в строении осадочных толщ палеогена отмечается и в осадочных бассейнах других структурно-фациальных зон юга материковой части Дальнего Востока. Практически повсеместно в палеогене перекомпенсированное осадконакопление эоцена—раннего олигоцена сменяется недокомпенсированным олигоценовым, а преимущественно грубообломочные осадочные толщи сменяются более тонкозернистыми угленосными и затем бассейновыми глинистыми. Ранне-среднемиоценовое время характеризуется также почти повсеместным образованием угленосных толщ.

В целом если не обращать внимания на эпизодически появляющиеся маломощные линзующиеся угольные образования, в размещении промышленно угленосных толщ намечается вполне определенная этапность. Выделяются данийпалеоценовый, эоцен-олигоценовый и ранне-среднемиоценовый этапы углеобразования, каждому из которых предшествует период формирования грубообломочных склоновых и озерно-аллювиальных, аллювиально-озерных образований.

Четкая этапность наблюдается и в характере вулканогенной и интрузивной деятельности. Несмотря на то, что стратиграфия вулканогенных толщ весьма далека от совершенства, все же можно отметить закономерную смену по времени основного вулканизма средним и затем кислым. Разумеется, это проявляется не с идеальной четкостью. Часто в разрезе мы наблюдаем сложную перемежаемость основных и средних, средних и кислых лав. Но если оценивать разрезы по преимущественной представленности, такая этапность реально существует. Выделяются четыре этапа палеогенового и неогенового вулканизма: даний-палеоценовый—раннеэоценовый, эоценовый—олигоценовый, миоценовый, плиоценовый.

Каждый из этих этапов начинается излиянием основных лав и завершается кислыми. Синхронно с излиянияем кислых лав проявляется гранитоидный интрузивный магматизм (ранний эоцен, возможно, рубеж палеоцена и эоцена; поздний олигоцен, возможно, рубеж олигоцена и миоцена). Широко развиты на рассматриваемой территории гранитоидные интрузии нижнего мела, соответствующие, видимо, заключительной (кислой) фазе позднемелового вулканизма.

Плотность, степень литификации осадочных пород, углефикации углей

По степени литификации палеогеновые и неогеновые породы рассматриваемой территории занимают промежуточное положение между рыхлыми породами ряда глина—алеврит—песок и плотно сцементированными породами ряда аргиллит—алевролит—песчаник. Средняя плотность глин Ушумунской впадины без учета ожелезненных глин белогорской свиты (плотность которых 1,9) — 1,48, алевролитов — 1,55 г/см^3.

Во впадинах мезозойской складчатости породы несколько более литифицированы. Средняя плотность глин Среднеамурской впадины 1,58—1,62, а алевролитов — 1,53—1,71 г/см^3. В толще осадков Среднеамурской впадины мощностью более 1000 м отмечается увеличение плотности пород с глубиной. Во впадинах срединных массивов такая зависимость не подмечена. Степень литификации пород увеличивается с севера на юг. В Нижнебикинской впадине средняя плотность глин 2, алевритов — 1,98 г/см^3, в северо-восточной части Угловской впадины (Артемовское буроугольное месторождение) соответственно 2,25 и 2,29 г/см^3 и в юго-западной ее части (Тавричанское буроугольное месторождение) соответственно 2,36 и 2,33 г/см^3. Средняя плотность мелкозернистых уплотненных песков (слабосцементированных песчаников) в Нижнебикинской впадине 1,93, на Артемовском месторождении — 2,28, на Тавричанском — 2,35 г/см^3.

Подобно тому как с запада на восток от областей малоподвижных срединных массивов к более подвижным областям мезозойской складчатости и в пределах последней с севера на юг увеличиваются плотность и степень литификации пород, повышается также степень углефикации углей. Нижне-среднемиоценовые угли бузулинской свиты Ушумунской и Зейско-Буреинской впадин (зоны Буреинского массива) относятся к технологической группе $Б_1$, а Среднеамурской, Нижнебикинской впадин — к группе $Б_2$. Палеоценовые угли кивдинской свиты Ушумунской и Зейско-Буреинской впадин относятся к группе $Б_3$, в то время как более молодые эоцен-олигоценовые угли Артемовского и Тавричанского месторождений относятся к группам $Б_3$ и переходных к каменным длиннопламенным углям.

Вулканизм и его влияние на процессы осадконакопления

Вулканические образования широко распространены на рассматриваемой территории. Подавляющая часть их сосредоточена в области вулканического пояса (82%), значительна их доля в породообразовании области мезозойской складчатости (25%). Наименьшее участие в сложении разрезов палеогеновых и неоге-

новых отложений они принимают в бассейнах Ханкайского срединного массива и почти отсутствуют в зонах Ушумунской, Зейско-Буреинской и Верхнезейской впадин.

Синхронность вулканизма и осадконакопления может быть зафиксирована по наличию в сформировавшихся осадочных толщах тел лавовых потоков и других производных вулканизма (туфов, туффитов, трепелов, примеси пирокластического материала в осадочных породах, бентонитовых, монтмориллонитовых глин), диатомитов, туфодиатомитов, кремнистых образований (конкреций).

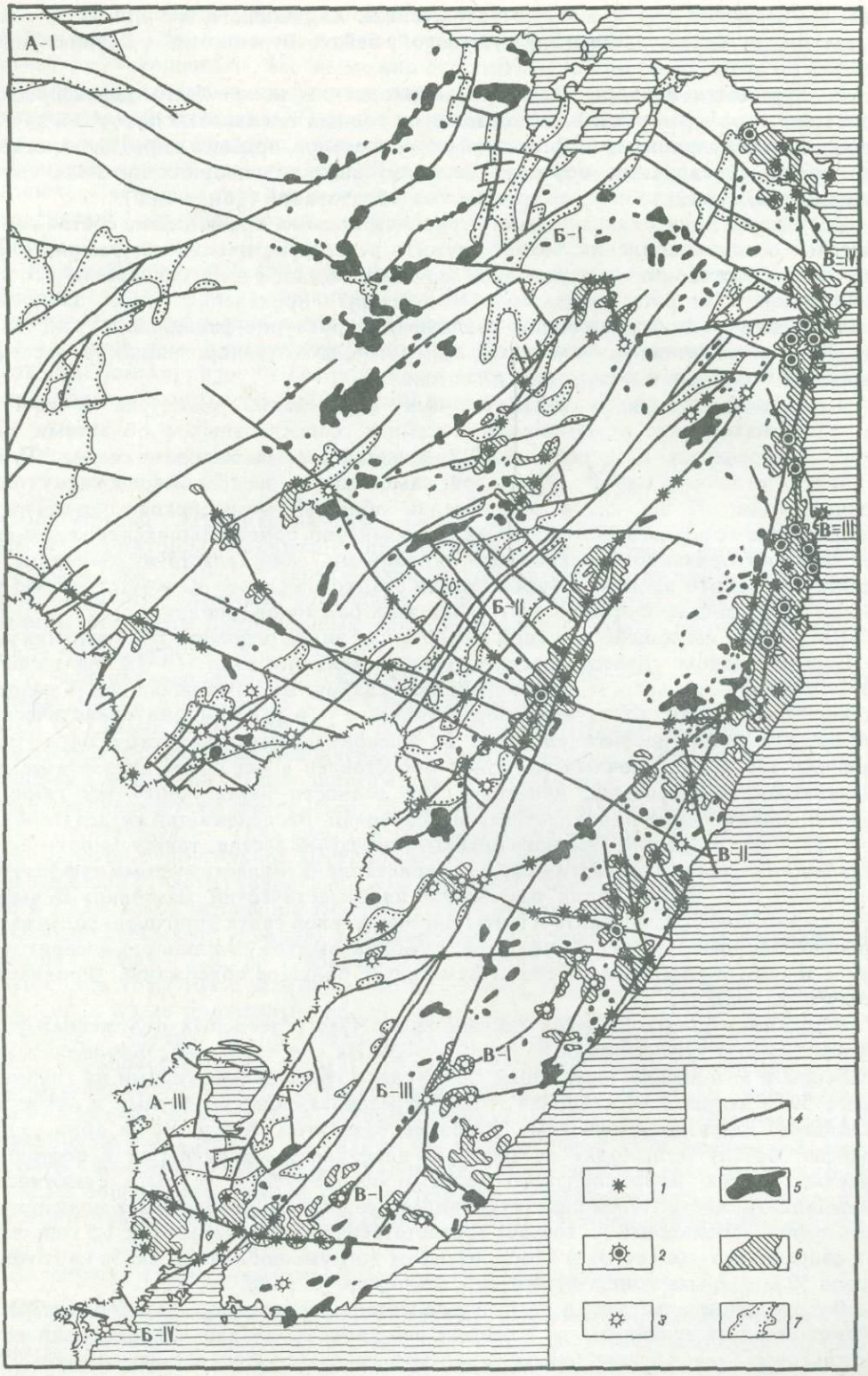
Косвенным признаком вспышки вулканизма в зоне, влияющей на состав пород бассейна осадконакопления, может служить резкое увеличение содержания в минеральном составе пород пироксенов, роговых обманок и др., входящих в состав вулканитов. На рис. 34 (см. вкл.) показаны проявления этих элементов в осадочных толщах бассейнов различных структурно-фациальных зон, а на рис. 35 — размещение вулканических аппаратов, функционировавших на рассматриваемой территории в палеогене и неогене.

Исследованию влияния вулканогенных образований палеогена и неогена на осадконакопление в осадочных бассейнах, сопредельных с областями вулканизма, уделялось и, к сожалению, уделяется весьма малое внимание. Туфогенность осадочных пород — пожалуй, самое слабое звено в исследованиях осадочных толщ. И то, что в ряде впадин областей мезозойской складчатости (сопряженных с областями вулканизма и, несомненно, подвергавшихся его влиянию) не отмечено признаков синхронного вулканизма, свидетельствует скорее не об отсутствии такого влияния и туфогенности осадков, а скорее об отсутствии информации о вулканизме в осадочных толщах этих бассейнов (впадин).

Но даже по имеющейся скудной информации видна огромная роль вулканизма. В Бирофельдском грабене Среднеамурской впадины скв. 1/3-ОК на глубине 1072—1379 м вскрыта песчано-галечниковая слабоугленосная пачка, часть разреза которой занимают литокристаллокластические и кристаллолитокластические туффиты псаммит-псефитовой, реже — алеврит-псаммитовой структуры [Варнавский, 1971]. Обломочный материал представлен в основном андезитами, андезитовыми порфиритами, дацитами. Все разности пород пачки (от глин до галечников) содержат пирокластический материал. Вышележащий разрез (глубина 850—1071 м), имеющий глинисто-алеврито-песчаный состав, также широко представлен литокристаллокластическими и кристаллолитокластическими туффитами, в составе всех типов пород отмечается пирокластический материал. В вышележащей угленосной подсвите и затем бирофельдской свите (олигоцен) содержатся прослои пепловых туфов и туффитов, туфодиатомитов. В глинисто-алевритовой массе пород бирофельдской свиты отмечается большое содержание пирокластического материала.

В нижне-среднемиоценовых песчано-глинистых угленосных отложениях ушумунской свиты туфогенность не фиксируется. На сопредельной с Бирофельдским грабеном с юго-запада территории Самарского грабена скважинами на глубинах более 50 м вскрыта 40-метровая толща переслаивающихся плотных и пористых базальтов. Здесь отмечено семь покровов базальтов. Западнее, на обрамлении грабена, базальты выходят на дневную поверхность. В западной и восточной краевых частях Бирофельдского грабена обнажается и вскрыта скважинами сложнопостроенная толща андезитов, андезито-дацитов, андезитовых порфиритов и их туфов (абсолютный их возраст соответственно 65 ± 5; 41 и 34,5 ± 1,5 млн. лет), а в сопредельном (с востока) Мориловецком погружении скв. 3а, 4а, 5а на глубине около 50 м вскрыта толща туффитов мощностью до 98 м.

Все это свидетельствует о том, что палеогеновое осадконакопление постоянно сопровождалось вулканизмом. В неогене оно проявлялось эпизодически излиянием базальтовых лав по глубинным разломам на стыке Среднеамурской впадины и Буреинского массива. На юго-восточном и восточном обрамлении Переяс-


А-I
Б-I
В-IV
В-III
Б-II
В-II
В-I
А-III
Б-III
В-I
Б-IV
1
2
3
4
5
6
7

лавского грабена палеогеновое и неогеновое осадконакопление сопровождалось вулканизмом. Здесь накопились мощные толщи палеогеновых и неогеновых андезитов, андезито-базальтов, базальтов, дацитов, их туфов и туфоконгломератов. Происходит обогащение терригенных компонентов пород минеральными составляющими этих вулканогенных образований. В составе пород появляются магнетит, ильменит, апатит, эпидот, пироксен; увеличивается относительное содержание полевых шпатов [Варнавский, 1971].

Взаимосвязь минерального состава палеогеновых и неогеновых вулканогенных пород, развитых на обрамлении Среднеамурской впадины, и пород ее осадочного выполнения может быть использована для корреляции их разрезов. Она показывает, что в формировании терригенных компонентов минералов тяжелой фракции и распределении их по разрезу наряду со многими палеогеографическими факторами огромную роль играли вулканизм и сопровождающее его оживление тектонической деятельности.

В палеогеновых и неогеновых отложениях Переяславского грабена отмечена тесная взаимосвязь ритмичности тектогенеза и вулканизма, с одной стороны, и ритмичности осадконакопления и формирования минеральных комплексов пород — с другой. Пепловый материал, в обилии поступающий в осадочные бассейны при извержениях вулканов, является потенциальным источником формирования слоев бентонитовых глин и диатомитов, весьма широко используемых в народном хозяйстве.

Обращает на себя внимание намечающаяся зональность в размещении вулканогенных образований и периодичность проявления вулканизма по времени (палеоценовый—раннеэоценовый, эоценовый—олигоценовый, миоценовый и плиоценовый этапы).

В Ольга-Тернейской структурно-фациальной зоне вулканического пояса преимущественное развитие имеют палеогеновые вулканиты, севернее, в Самаргинско-Ботчинской и Сюркумской зонах, — палеогеновые и неогеновые. В Самаргинско-Ботчинской зоне поля развития вулканитов палеогена и неогена большей частью разобщены, тогда как в Сюркумской, как правило, совпадают, что может свидетельствовать в какой-то мере о существовании в последней долгоживущих вулканических аппаратов.

Если не считать молодой шовной зоны, сформировавшейся в плиоцене на стыке южной кромки Ханкайского массива с областью позднепалеозойской консолидации, по которой активно проявился плиоценовый вулканизм, то на юге Приморья (южнее широты северной кромки Ханкайского массива) неогеновый вулканизм почти не известен, а если и развит, то весьма незначительно.

В северной части области позднепалеозойской и мезозойской складчатости развит преимущественно неогеновый вулканизм. Палеогеновый вулканизм здесь проявился лишь по глубинным разломам, ограничивающим Среднеамурскую впадину с запада и востока, и на их продолжениях к северо-востоку и юго-западу (см. рис. 35). Неогеновые вулканические аппараты внутренней части Среднеамурской впадины размещаются на пересечении запад-северо-западных (субширотных) и северо-восточных разломов [Варнавский, 1971].

Зафиксированные при геолого-съемочных работах граниты, гранодиориты и диориты позднего палеоцена—раннего эоцена и позднего олигоцена—раннего

Рис. 35. Схема размещения вулканитов и вулканических аппаратов палеогена и неогена на территории Приамурья и Приморья

1—3 — вулканические аппараты: *1* — неогеновые, *2* — неогеновые и палеогеновые, *3* — палеогеновые; *4* — разломы; *5* — верхнемеловые и палеогеновые интрузии; *6* — палеогеновые и неогеновые эффузивные образования и их производные (туфы, туффиты и др.); *7* — впадины. А-I, Б-I и т.д. — структурно-фацнальные зоны

миоцена свидетельствуют о том, что на завершающей стадии вулканизма (по крайней мере, первых двух этапов) проявлялся интрузивный и экструзивный магматизм[1]. Естественно ожидать наличия интрузивных и экструзивных тел верхнего миоцена—плиоцена.

Мощность и условия залегания пород

Мощность палеогеновых и неогеновых осадочных отложений в целом и отдельных их стратиграфических подразделений увеличивается с запада на восток по мере перехода от бассейнов малоподвижных областей палеозойской консолидации к бассейнам мезозойской. Максимальная суммарная мощность их в пределах Буреинского и Ханкайского массивов не превышает 500 м, а во впадинах области мезозойской складчатости она большей частью достигает 1000 м и местами превышает 1500—2500 м (Бирофельдский и Переяславский грабены). Мощность стратиграфических подразделений палеогена возрастает снизу вверх (от эоцена к верхним частям олигоцена), а в неогене, наоборот, уменьшается кверху. Это свидетельствует о нарастании скорости погружения основания осадочных бассейнов в палеогене, а в неогене, наоборот, об уменьшении общей амплитуды погружения от более ранних этапов (для области мезозойской складчатости) к более молодым. Особенно четко эта закономерность вырисовывается при сравнении мощностей осадков, пересчитанных на время, в течение которого они накапливались (скорость осадконакопления). В эоцене—раннем олигоцене скорость осадконакопления в различных районах области мезозойской складчатости составляет 16—17, а в позднем олигоцене — до 43 м/млн. лет. В неогене (бузулинское, сазанковское, белогорское время) наблюдается обратная картина — скорость осадконакопления в бассейнах области мезозойской складчатости и Ханкайского массива уменьшается: 28; 17,5; 3,8 и 18,2; 10,4; 3,6 м/млн. лет соответственно. В Буреинском массиве сначала скорость возрастает от 9 до 20, а затем снижается до 10 м/млн. лет.

Эти закономерные изменения скорости погружения основания бассейнов осадконакопления нашли отражение в строении разреза. Перекомпенсированное (песчано-галечниковое) осадконакопление эоцена постепенно сменяется недокомпенсированным осадконакоплением позднего олигоцена, а в неогене компенсированное песчано-глинистое угленосное осадконакопление раннего—среднего миоцена сменяется перекомпенсированным существенно песчаным позднемиоценовым и плиоценовым.

Почти повсеместно (за исключением юго-восточной части Зейско-Буреинской впадины) палеогеновые и неогеновые отложения залегают с резким размывом и несогласием на всех более древних образованиях. Часто на поверхности допалеогеновых пород имеются коры выветривания. Палеогеновому и неогеновому осадконакоплению предшествовал длительный перерыв. В Западно-Сихотэ-Алинской, Хасанской зонах он продолжался в течение всего палеоцена. Перерыв в осадконакоплении, заполненный вулканизмом, существовал в течение этого времени в Ольга-Тернейской зоне. В Самаргинско-Ботчинской, Сюркумской, Нижнеамурской зонах вулканического пояса этот перерыв длился весь палеоцен и в первой половине эоцена. Столь же длительный перерыв в осадконакоплении имел место на большей части центральной приподнятой зоны Среднеамурской впадины [Варнавский, 1971], в Нижнеамгунской (Чля-Орельской) и, возможно, других глубоких впадинах Амгунь-Амурской структурно-фациальной зоны (Нимелен-Тугурской, Нижнеамурской и др.). И наконец, наиболее длительный перерыв в осадконакоплении был в бассейнах внутренней части Ханкайского срединного массива. Здесь достоверно установлены нижнемиоценовые отложения,

[1] Широко проявился интрузивный магматизм позднемелового этапа вулканизма.

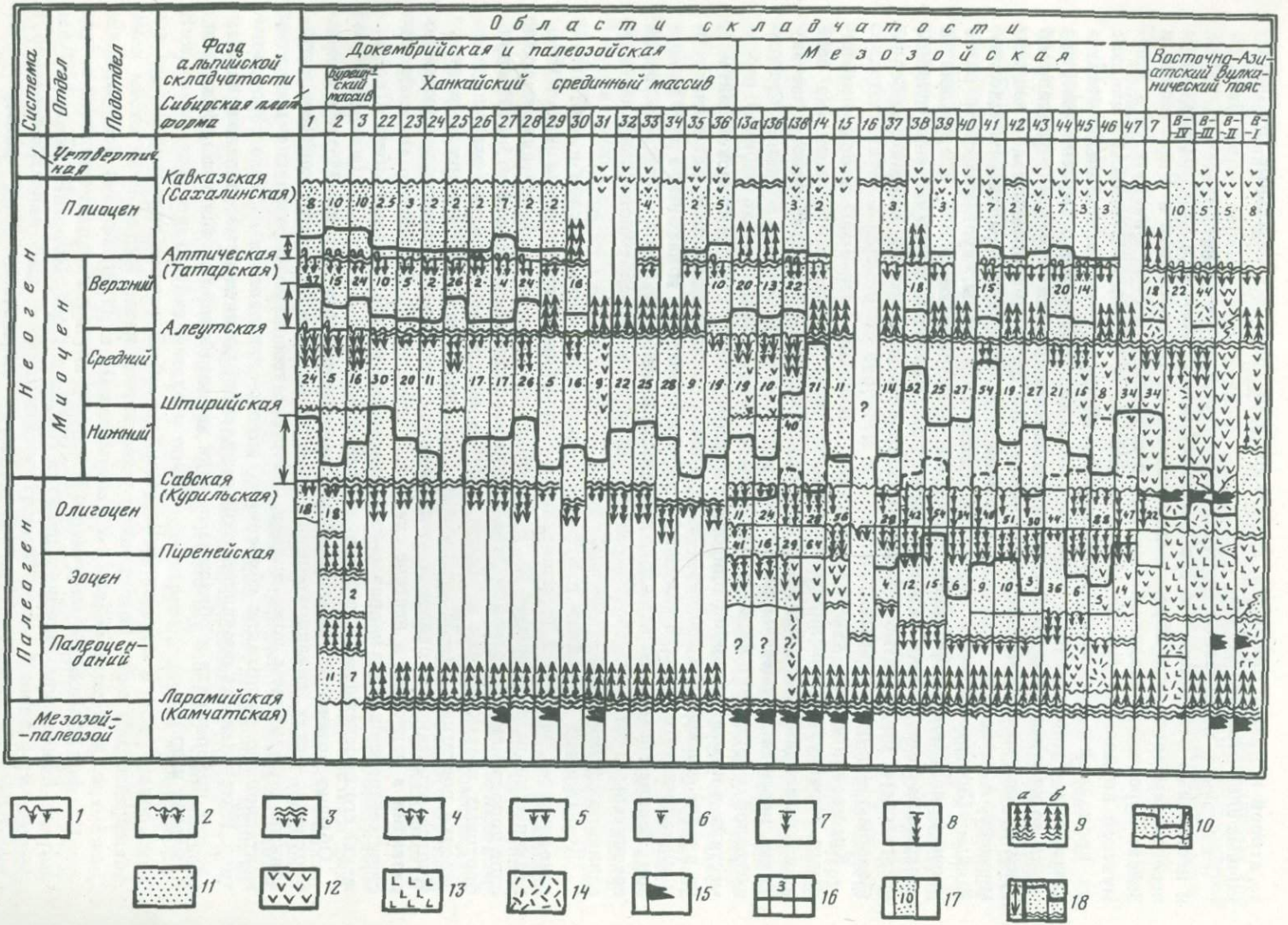
во второй половине олигоцена, возможно, формировались базальные грубообломочные слои этих отложений.

Размывы и несогласные налегания имеются и в самом разрезе палеогеновых и неогеновых отложений. Со слабовыраженным размывом и стратиграфическим несогласием эоценовые образования ложатся на палеоценовые в Ушумунской и Зейско-Буреинской впадинах. Перерыв в осадконакоплении фиксируется в Ушумунской впадине на рубеже эоцена и олигоцена. В Зейско-Буреинской впадине он продолжался в течение всего олигоцена. Сравнительно стабильно осадконакопление было в раннем и среднем миоцене. Осадки этого времени известны почти во всех впадинах, за исключением Нижнеамурской структурно-фациальной зоны и ряда мелких впадин Амгунь-Амурской зоны. В дальнейшем, в позднем миоцене и плиоцене, во многих районах Ханкайского срединного массива, Западно-Сихотэ-Алинской структурно-фациальной зоны, вулканическом поясе вновь проявляются длительные перерывы в осадконакоплении. Следующие за перерывом слои ложатся на нижележащие с размывом и большей частью с угловым несогласием, более четким в краевых, прибортовых частях впадин (грабенов) и слабым — в центральных.

Кроме описанных, существуют менее длительные перерывы в осадконакоплении, фиксирующиеся поверхностями размыва как повсеместными (на всей площади впадин), так и локальными (обычно в их краевых, прибортовых частях). Такие перерывы отмечены на рубеже эоцена и олигоцена во впадинах Среднеамурской структурно-фациальной зоны и в ряде зон вулканического пояса; местами в нижней половине олигоцена между угловской и надеждинской свитами, на рубеже палеогена и неогена — во впадинах области мезозойской складчатости и вулканического пояса, а также в Ушумунской впадине. И наконец, в ряде впадин зон Верхнезейской, Буреинского массива, Амгунь-Амурской, Среднеамурской сравнительно четко отмечается размыв внутри нижне-среднемиоценовых песчано-глинистых угленосных отложений.

В осадочных бассейнах платформ и срединных массивов слои имеют пологоволнистое, близкое к горизонтальному залегание. Углы падения пород здесь практически не превышают 5°. В бассейнах области мезозойской складчатости слои пород имеют пологоволнистое залегание с углами падения от 0 до 5—10°, в прибортовых частях впадин и вблизи склонов внутренних поднятий углы падения нередко достигают 30—35°, причем наклон слоев уменьшается вверх по разрезу. Иногда отмечаются горизонтальные борозды притирания, свидетельствующие о развитии в палеогене и неогене сдвиговых дислокаций. Подобного типа сбросо-сдвиг северо-западного направления зафиксирован в Хабаровском грабене. Продолжение его прослеживается в пределах всей впадины.

Обычно волнистое залегание слоев, крутые падения (до 30—35°) их в прибортовых частях впадин конседиментационные, обусловленные дифференцированным погружением ложа впадин. Вместе с тем широко развиты и постседиментационные дислокации сбросового, сбросо-сдвигового и изредка сбросового типа. Интенсивность проявления этих дислокаций увеличивается с запада на восток по мере приближения к области развития кайнозойской геосинклинали (Сахалин, Камчатка и др.).


Области складчатости
Докембрийская и палеозойская
Мезозойская
Восточно-Азиатский вулканический пояс
Ханкайский срединный массив
Буреинский массив
Система
Отдел
Подотдел
Фаза альпийской складчатости
Сибирская платформа
Неоген
Палеоген
Миоцен
Плиоцен
Олигоцен
Эоцен
Палеоцен-датский
Мезозой-палеозой
Верхний
Средний
Нижний
Уставертикнад
Кавказская (Сахалинская)
Аттическая (Татарская)
Алеутская
Штирийская
Савская (Курильская)
Пиренейская
Ларамийская (Камчатская)
1 2 3 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31 32 33 34 35 36 13а 13б 13в 14 15 16 37 38 39 40 41 42 43 44 45 46 47 7 В-IV В-III В-II В-I
а б
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10
11 12 13 14 15 16 17 18

Глава III

КОРРЕЛЯЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ

На основе приведенных в предыдущих разделах характеристик строения бассейнов осадконакопления и вулканизма представляется возможным осуществить реконструкцию геологических событий, происходивших в тот или иной отрезок палеогена и неогена в каждом бассейне и на рассматриваемой территории в целом. На рис. 36 дана схема стратиграфической корреляции геологических процессов палеогена и неогена юга материковой части Дальнего Востока, вобравшая в себя результаты анализа всех основных данных по составу, строению и взаимоотношению породных комплексов основных осадочных бассейнов (впадин); дополняя ее, следует обратиться к рис. 33, 34, на которых даны схемы литолого-формационной корреляции, вулканизма и его производных.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ ЮГА МАТЕРИКОВОЙ ЧАСТИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Палеогеновому и неогеновому осадконакоплению предшествовали почти повсеместное воздымание территории, прекращение осадконакопления, продолжение верхнемеловой эффузивной деятельности в пределах Азиатского вулканического пояса: излияние кислых лав, накопление туфогенных толщ кислого состава, проявление синхронного кислому вулканизму интрузивного существенно гранитоидного магматизма в областях мезозойской складчатости и пояса (рис. 37). Перерыв в осадконакоплении в различных районах был различным по продолжительности. В Ушумунской и Зейско-Буреинской впадинах, располагающихся в пределах Буреинского срединного массива, после непродолжительного перерыва в осадконакоплении, обусловившего формирование слабовыраженного локального размыва между цагоянom и кивдинской свитой, в даний-палеоценовое время происходило накопление озерно-аллювиальных угленосных отложений кивдинской свиты (рис. 38, см. рис. 32, 33, 36). В Ольга-Тернейской и Самаргинско-Ботчинской структурно-фациальной зонах вулканического пояса по глубинным разломам в зонах стыка Буреинского и Ханкайского массивов с областями позднепалеозойской и мезозойской складчатости и на окраинах Переяславского и Бирофельдского грабенов Среднеамурской впадины происходило излияние лав основного и среднего состава. Возможно, к этому времени относится закладка грабенных структур и накопление грубообломочных русловых и склоновых осадочных образований в западной и восточной краевых зонах Среднеамурской впадины. В позднем палеоцене не произошло проседания вулканических аппаратов в зонах Хасанской и Пойминской групп, и в образовавшихся кальдерах началось интенсивное накопление преимущественно грубообломочных осадков.

На рубеже палеоцена и эоцена в общее воздымание региона вовлекается и область Буреинского массива. В результате в зоне Амуро-Зейского седиментационного бассейна произошла коренная перестройка палеоландшафтной ситуации, обусловившая существенные изменения в составе растительных комплексов, в типе

Рис. 36. Схема стратиграфической корреляции геологических процессов палеогена и неогена юга материковой части Дальнего Востока

1, 2 — подъем, размыв с последующим погружением и осадконакоплением без несогласия: *1* — локальный, *2* — повсеместный; *3* — то же, что и *2*, но со слабовыраженным угловым несогласием; *4* — начало погружения и осадконакопления после длительного перерыва; *5* — ускорение погружения (увеличение скорости осадконакопления); *6—8* — погружение, обусловившее накопление осадочной толщи мощностью (в м): *6* — до 150, *7* — до 500, *8* — более 500; *9* — длительный перерыв в осадконакоплении с последующим налеганием слоев с резко (*а*) и слабо (*б*) выраженными угловыми несогласиями; *10* — кривая изменения мощности осадочной толщи (свиты, подформации); *11* — непрерывное осадконакопление; *12—14* — излияние лав составов: *12* — основного, *13* — среднего, *14* — кислого; *15* — интрузивный магматизм; *16* — цифры в шапке схемы — номера впадин (см. рис. 6, 9, 33); *17* — скорость осадконакопления (м/млн. лет); *18* — уровень отсчета мощности (показан стрелкой)

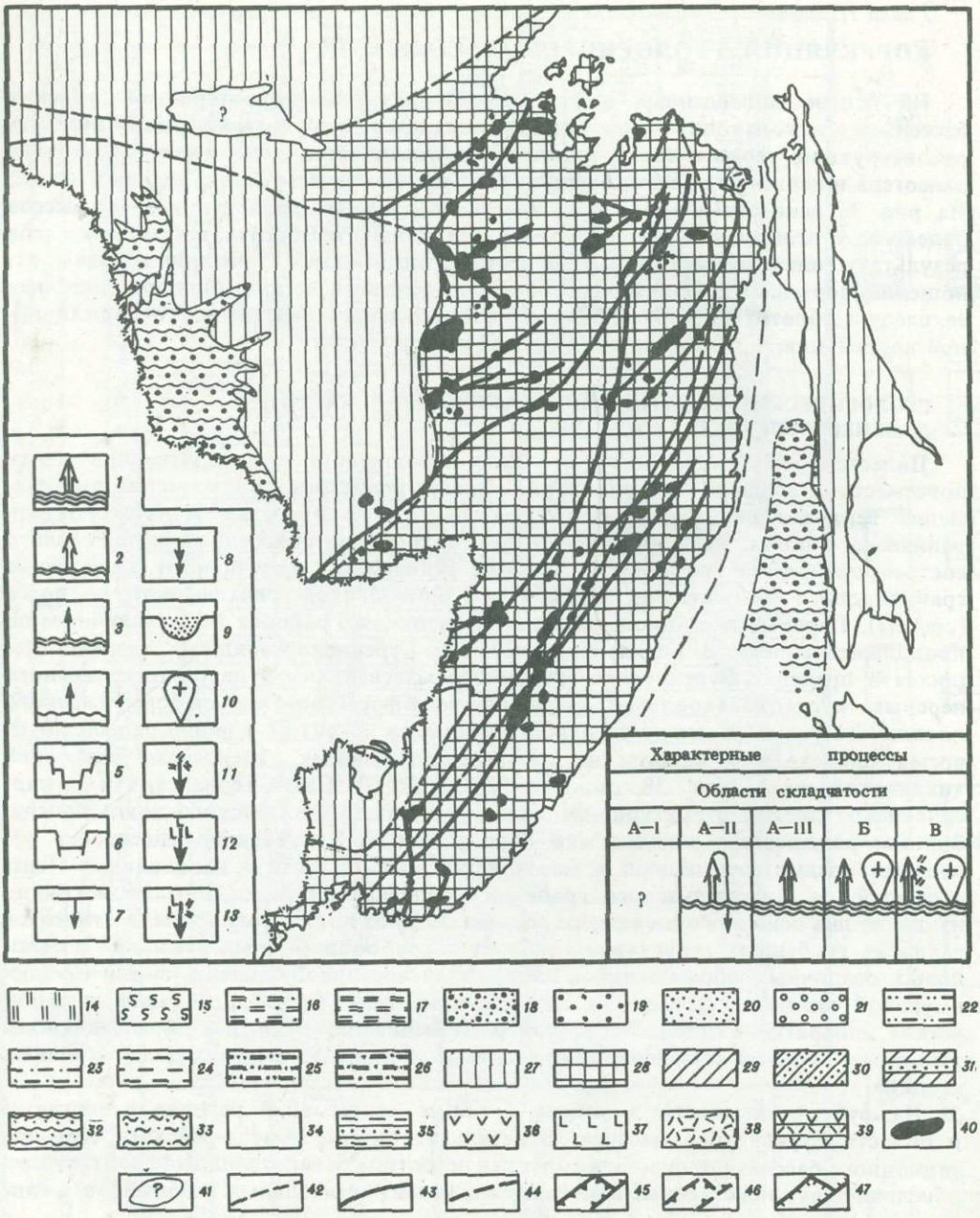


Рис. 37. Схема развития геологических процессов на территории Приамурья и Приморья на рубеже маастрихта и дания—палеоцена

1—13 — характерные процессы: *1* — интенсивные длительные поднятия, горообразование, *2* — длительный перерыв в осадконакоплении (превращение бассейна осадконакопления в область денудации), *3* — перерыв со слабо выраженным угловым несогласием, *4* — перерыв без углового несогласия, *5* — раздробление фундамента, дифференцированные опускания, *6* — заложение рифтоподобных грабенных структур; *7* — начало общего регионального опускания, *8* — усиление скорости погружения, *9* — непрерывное осадконакопление, *10* — магматизм интрузивный, *11* — магматизм эффузивный, кислый, *12* — магматизм эффузивный, основной и средний, *13* — смена типа эффузивного магматизма кислым; *14—26* — породные комплексы: *14* — туфо-кремнистый, *15* — опоко-диатомитовый, *16* — песчано-глинистый морской, *17* — глинистый морской, *18* — песчаный прибрежно-морской, *19* — песчаный морской, *20* —

седиментации. Трудно что-либо определенное сказать о событиях, происходивших в Верхнезейской впадине, поскольку здесь не вскрыты и не изучены наиболее древние базальные горизонты палеогена. К этому времени относится закладка грабенных структур в области мезозойской складчатости (рис. 39, см. рис. 36): Нимеленского грабена Амгунь-Амурской структурно-фациальной зоны, Нижнеанюйского, Хабаровского, Литовского, Самарского, Утаканского и других грабенов Среднеамурской зоны, Алчанского, Нижне-, Средне- и Верхнебикинского, Ореховского, Малинковского, Арсеньевского, Угловского и Шкотовского грабенов Западно-Сихотэ-Алинской зоны, Нарвской вулкано-тектонической структуры. Накоплением грубообломочных отложений с вулканизмом на окраинах продолжалось развитие Переяславского и Бирофельдского грабенов, Хасанской и Пойминской вулкано-тектонических структур. В Ольга-Тернейской и Самаргинско-Ботчинской структурно-фациальных зонах вулканического пояса и по глубинным разломам в области восточного обрамления Среднеамурской впадины,в Нарвской впадине основной и средний вулканизм сменился излиянием кислых лав — липаритов, дацитов. Синхронно с кислым вулканизмом в вулканическом поясе и на стыке его с областью мезозойской складчатости сформировались интрузивные образования.

Темп воздымания региона, высокий на рубеже палеоцена и эоцена, в начале эоцена несколько снизился. Во впадинах, заложившихся в конце палеоцена, на обширных конусах выноса образуются озерные водоемы, а в ряде впадин — торфяные болота (Хасанская, Бирофельдская и, возможно, Переяславский грабен Среднеамурской впадины). В образовавшихся на рубеже палеоцена и эоцена приразломных впадинах области мезозойской складчатости образуются преимущественно грубообломочные песчано-галечниковые и песчано-щебнистые отложения фаций руслово-пойменного комплекса и комплекса подножия склонов.

В среднем и позднем эоцене контрастность движений в областях денудации продолжает уменьшаться, осадконакопление становится спокойным. На фоне спокойного режима русел рек в речных долинах формировались старицы, озерные водоемы. В результате в среднем и верхнем эоцене грубообломочные речные и склоновые образования постепенно сменяются преимущественно тонкозернистыми породами фаций руслово-пойменного и болотно-озерного комплексов. Во впадинах Юго-Западного Приморья в верхнем эоцене существенное значение приобретают углистые образования фаций торфяных болот. Маломощными пластами и линзами углей и углистых глин зафиксировано развитие торфяных болот в Ушумунской впадине Амуро-Зейского бассейна. В области вулканического пояса, преимущественно в прибрежной его полосе, на окраинах Среднеамурской, Алчанской и Хасанской впадин активизируется вулканическая деятельность, образуется вулканогенный (кузнецовский) комплекс основного и среднего состава — базальты, андезито-базальты, реже андезиты, андезито-дациты и их туфы. Область Ханкайского срединного массива продолжала испытывать воздымание. В верхнем эоцене закладываются Нижнеамгунская и Нижнеамурская приразломные грабенные структуры, в погружение вовлекаются новые участки Среднеамурской впадины. В это время, вероятно, дроблению подвергались краевые зоны Ханкайского массива; в сформировавшихся здесь погружениях (Раковская, возможно,

---

песчаный, *21* — галечниковый, песчано-галечниковый, *22* — глинисто-песчаный, *23* — песчано-глинистый, *24* — глинистый, *25* — глинисто-песчаный угленосный, *26* — песчано-глинистый угленосный, *27—47* — процессы: *27* — устойчивое поднятие, область денудации, *28* — интенсивные поднятия, горообразование, *29* — длительный перерыв в осадконакоплении, *30* — длительный перерыв, сменившийся осадконакоплением, *31* — осадконакопление, сменившееся длительным перерывом, *32* — повсеместный подъем, размыв, погружение, *33* —локальный размыв, осадконакопление, *34* —непрерывное осадконакопление, *35* — смена типа седиментации, *36* — эффузивный магматизм основной, *37* — эффузивный магматизм средний, *38* — эффузивный магматизм кислый, *39* — смена типа эффузивного магматизма, *40* — интрузивные тела, *41* — отсутствие геологических данных, *42* — границы структурно-фациальных зон, *43* — разломы достоверные, *44* — разломы предполагаемые, *45* — заложение грабенных структур, *46* — то же, предполагаемое, *47* — дробление складчатого основания. Структурно-фациальной зоны, области складчатости см. на рис. 3

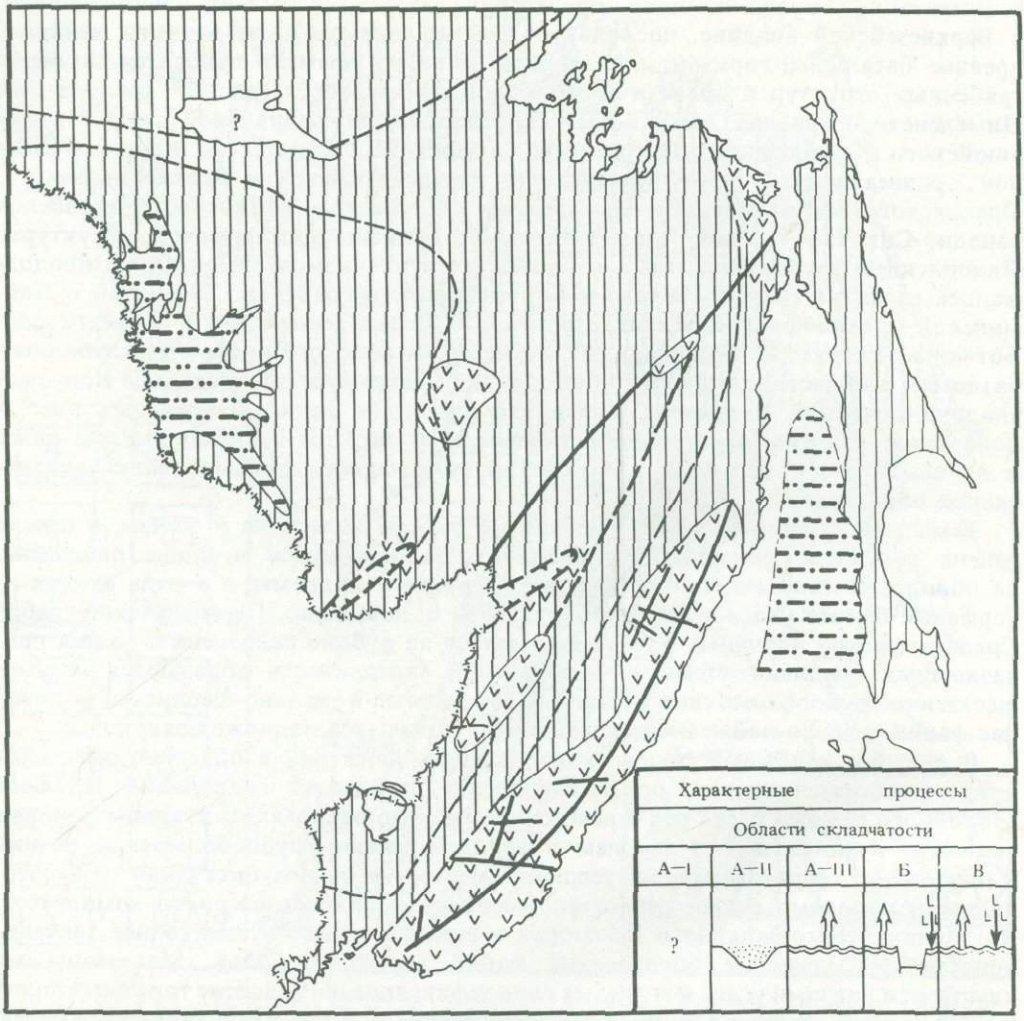


Рис. 38. Развитие геологических процессов в Приамурье и Приморье в даний-палеоцене

Условные обозначения см. на рис. 37

Ивановская и другие впадины) накапливались грубообломочные, русловые и склоновые образования (рис. 40, см. рис. 33, 36).

На рубеже эоцена и олигоцена территория Приамурья и Приморья развивалась дифференцированно. Для этого периода характерно интенсивное воздымание Буреинского массива и северной части области мезозойской складчатости, в результате чего в их осадочных бассейнах наметился перерыв в осадконакоплении, который в Зейско-Буреинской впадине продолжался затем в течение всего олигоцена. Увеличился снос грубообломочного материала из областей денудации во впадинах Амгунь-Амурской структурно-фациальной зоны: в Нимеленской впадине песчано-глинистое осадконакопление сменяется глинисто-песчаным, в Нижнеамгунской и Нижнеамурской впадинах формируются грубообломочные песчано-галечниковые осадки. Более замедленными стали погружения осадочных бассейнов в средней части области мезозойской складчатости (Среднеамурская структурно-фациальная зона); глинисто-песчаный тип осадконакопления нижней, безугольной части чернореченской свиты здесь сменяется песчано-глинистым угленосным (рис. 41).

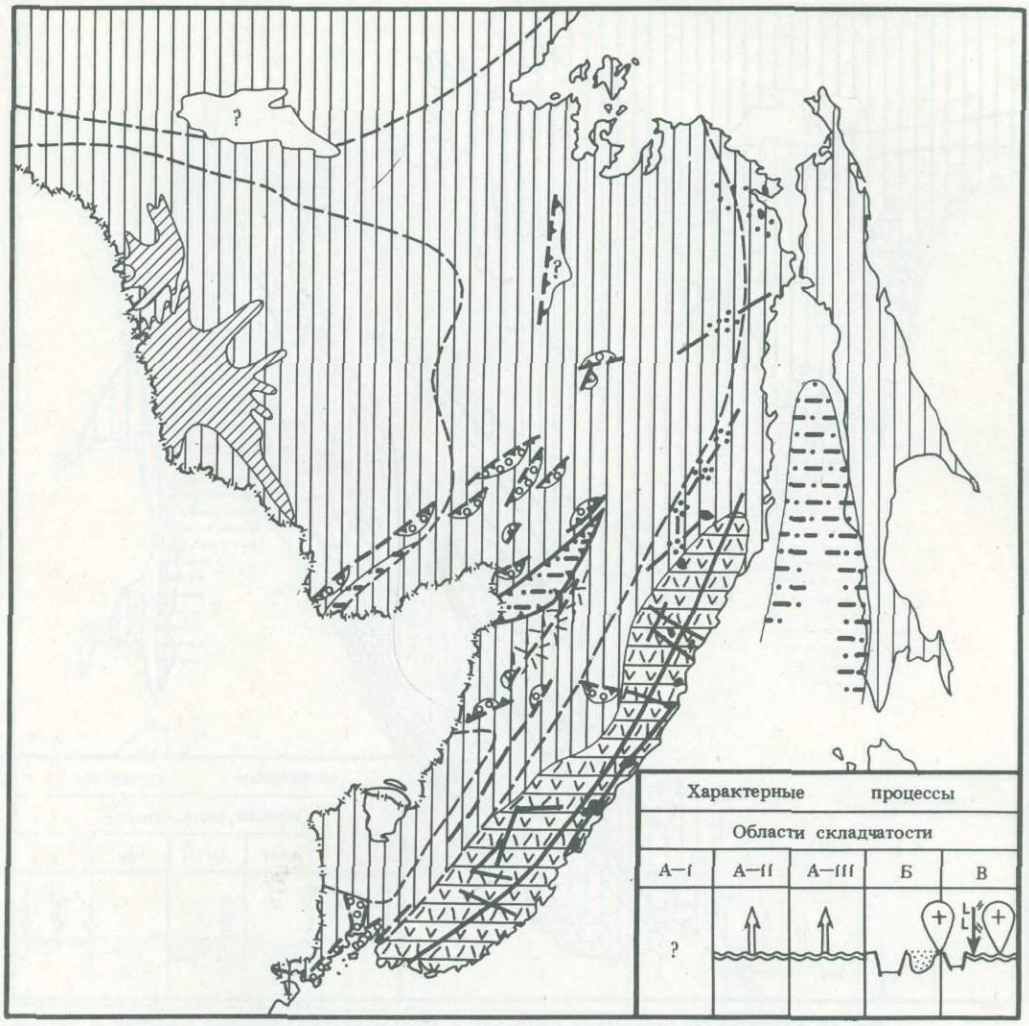


Рис. 39. Развитие геологических процессов в Приамурье и Приморье на рубеже палеоцена и эоцена

Условные обозначения см. на рис. 37

В осадочных бассейнах южной части области мезозойской складчатости в условиях замедленных тектонических движений и выровненности рельефа продолжалось накопление песчано-глинистых угленосных озерно-аллювиальных толщ угловской свиты. На самом юге этой области (Хасанская, Пойминская, Нарвская, Угловская впадины) песчано-глинистый угленосный тип осадконакопления сменился накоплением туфогенных глин фаций обширных мелководных озер и лагун. В области вулканического пояса продолжался вулканизм основного и среднего состава, а в перерывах между проявлениями вулканизма — накопление маломощных линзующихся тел осадочных (песчано-глинистых угленосных) пород.

В начале олигоцена области накопления угленосных толщ значительно расширяются. Кроме впадин Западно-Сихотэ-Алинской структурно-фациальной зоны, песчано-глинистые угленосные осадки формируются в западной и восточной краевых зонах Среднеамурской впадины, в Хабаровском, Амурском, Литовском и других

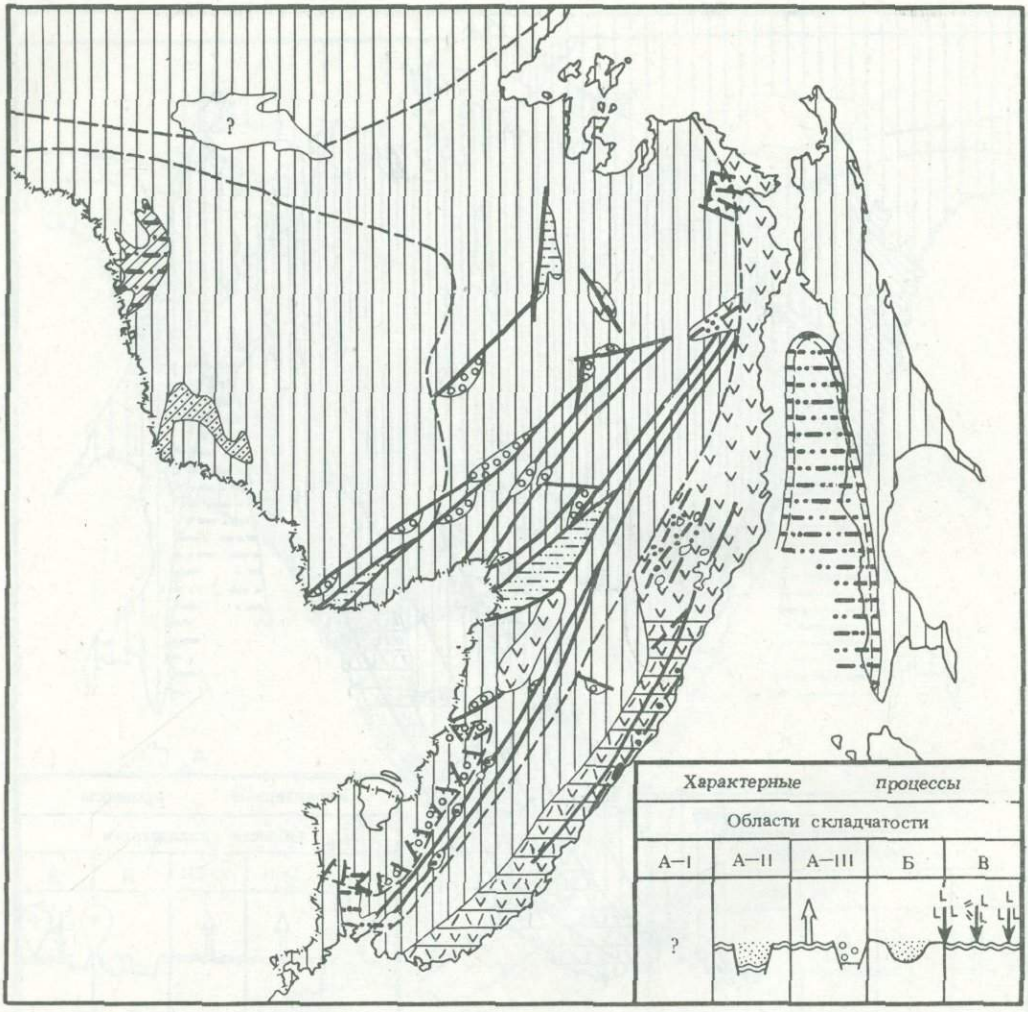


Рис. 40. Развитие геологических процессов в Приамурье и Приморье в эоцене

Условные обозначения см. на рис. 37

грабенах центральной ее зоны, в Раковской и, возможно, других впадинах окраины Ханкайского массива (рис. 42).

Ко второй половине олигоцена скорость погружения осадочных бассейнов резко возрастает, что обусловливает почти повсеместное развитие недокомпенсированного осадконакопления. Накопление песчано-глинистых угленосных толщ сменяется формированием бассейновых (озерных, а в Угловской, Пойминской, Хасанской, Шкотовской впадинах, возможно, лагунных) однородных глинисто-алевритовых образований. Активный вулканизм (вначале основного и среднего, затем кислого состава) в области вулканического пояса, а на ряде участков внутри области мезозойской складчатости обусловливает значительную туфогенность этих глинисто-алевритовых образований и наличие в них частых прослоев пепловых туфов и туффитов. Под влиянием этих усиленных погружений в области *мезозойской складчатости дальнейшему дроблению подвергался Ханкайский* массив. Краевые участки его, сопредельные с областью мезозойской складчатости, вовлекаются в погружение, и здесь в ряде впадин (Раковская, Воздвиженская, западная часть Павловской, Реттиховская, а также, по-видимому, Го-

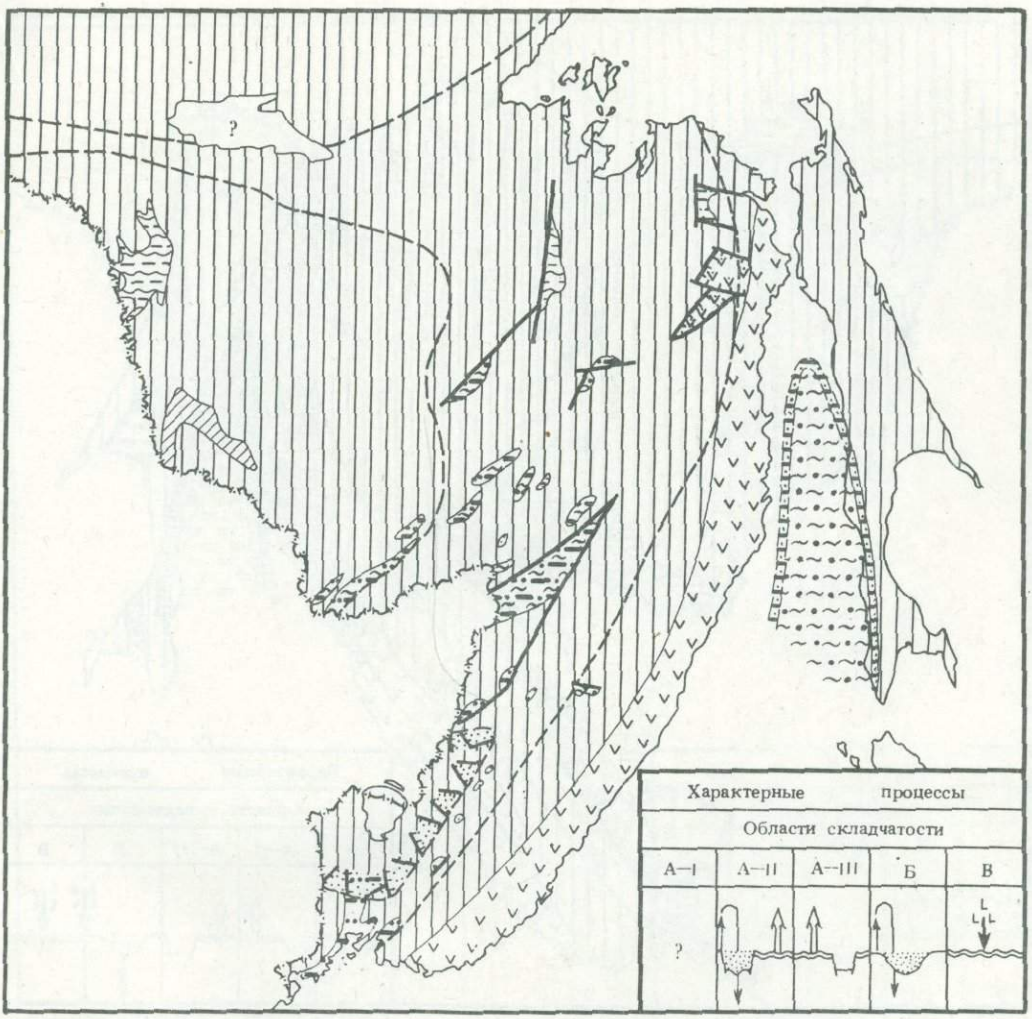


Рис. 41. Развитие геологических процессов в Приамурье и Приморье на рубеже эоцена и олигоцена

Условные обозначения см. на рис. 37

голевская, Дальнереченская, Пушкинская, Ивановская, Даниловская) во второй половине олигоцена накапливаются грубообломочные склоновые и русловые песчано-глинистые угленосные образования.

В среднем и позднем олигоцене области осадконакопления значительно расширились. В центральных, наиболее погруженных участках впадин, формировались осадки обширных мелководных озерных водоемов, на их окраинах — осадочный комплекс русел рек, пойм, подводных выносов рек (дельт), подножия склонов (конусов выносов, осыпей, водоемов у подножия склонов).

В вулканическом поясе на юге продолжается вулканизм основного и среднего ряда, а в грабенных структурах (Березовская) формируются песчано-глинистые угленосные комплексы. В Сюркумской и Нижнеамурской структурно-фациальных зонах основной и средний вулканизм сменяется излиянием липаритов, дацитов, выбросом огромных масс пепла, обусловивших туфогенность пород в сопредельных с поясом бассейнах седиментации, накоплением в вулкано-тектонических впадинах (грабенах, кальдерах) песчано-глинистых угленосных весьма туфогенных осадков. Кислый вулканизм проявился и в Хасанской структурно-фациальной зоне.

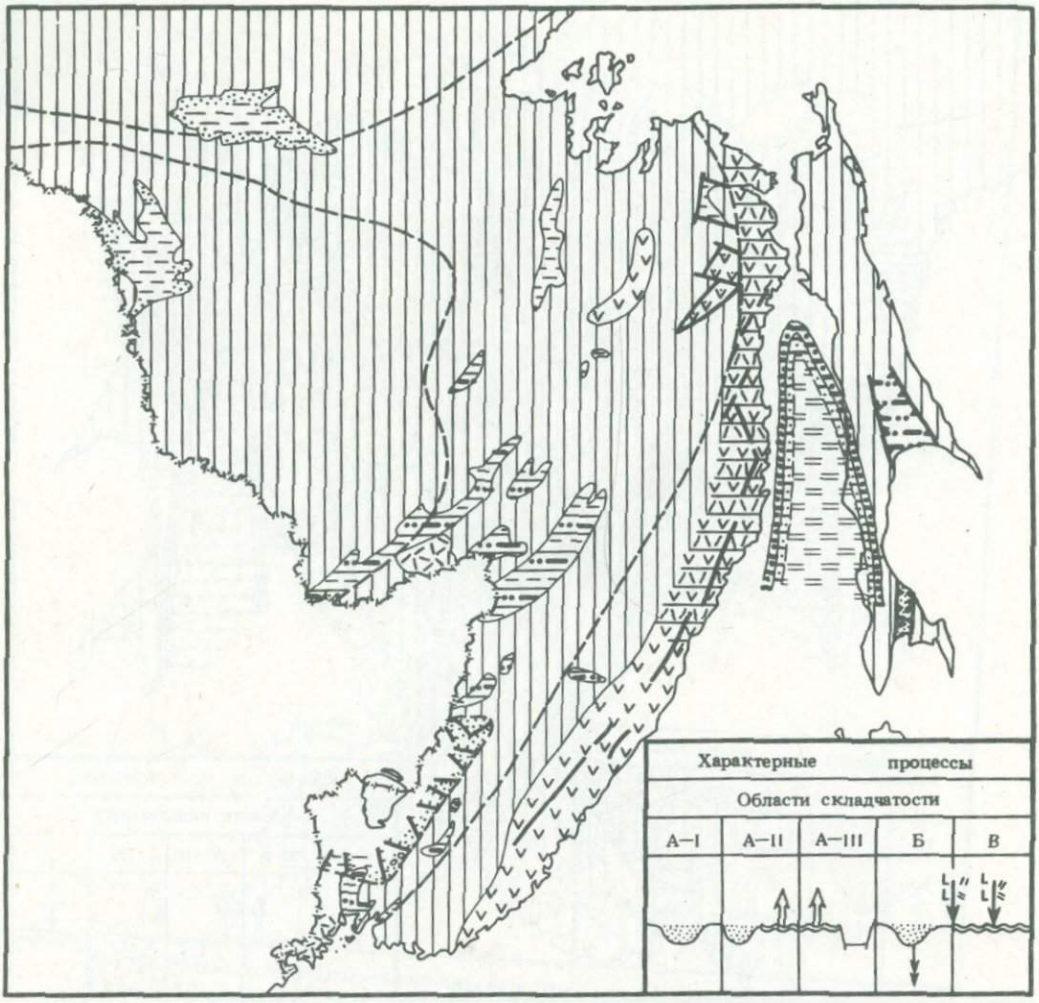


Рис. 42. Развитие геологических процессов в Приамурье и Приморье в олигоцене

Условные обозначения см. на рис. 37

В противовес этому территория Зейско-Буреинской впадины в течение всего олигоцена была вовлечена в воздымание с полным прекращением осадконакопления (олигоценовые осадки здесь не установлены).

На рубеже палеогена и неогена регион испытал общее воздымание, обусловившее повсеместное прекращение осадконакопления, выравнивание рельефа (рис. 43). В Самаргинско-Ботчинской, Сюркумской и Нижнеамурской структурно-фациальных зонах вулканического пояса получил развитие интрузивный магматизм. Дальнейшему дроблению подвергся Ханкайский массив, в результате дифференцированных движений впадинообразованием охватываются и его центральные части. В это же время, по всей видимости, формируются Торомская, Конинская, Омальская, Чукчагирская, Эворонская впадины, наращиваются по разломам Нижнеамгунская, Нимеленская, Нижнеамурская, Усолгинская. В северных зонах вулканического пояса происходит смена кислого вулканизма основным.

Ранний миоцен знаменателен тем, что в погружение вовлекаются все без исключения впадины Приамурья и Приморья. В результате происшедшего на рубеже палеогена и неогена выравнивания поверхности области осадконакоп-

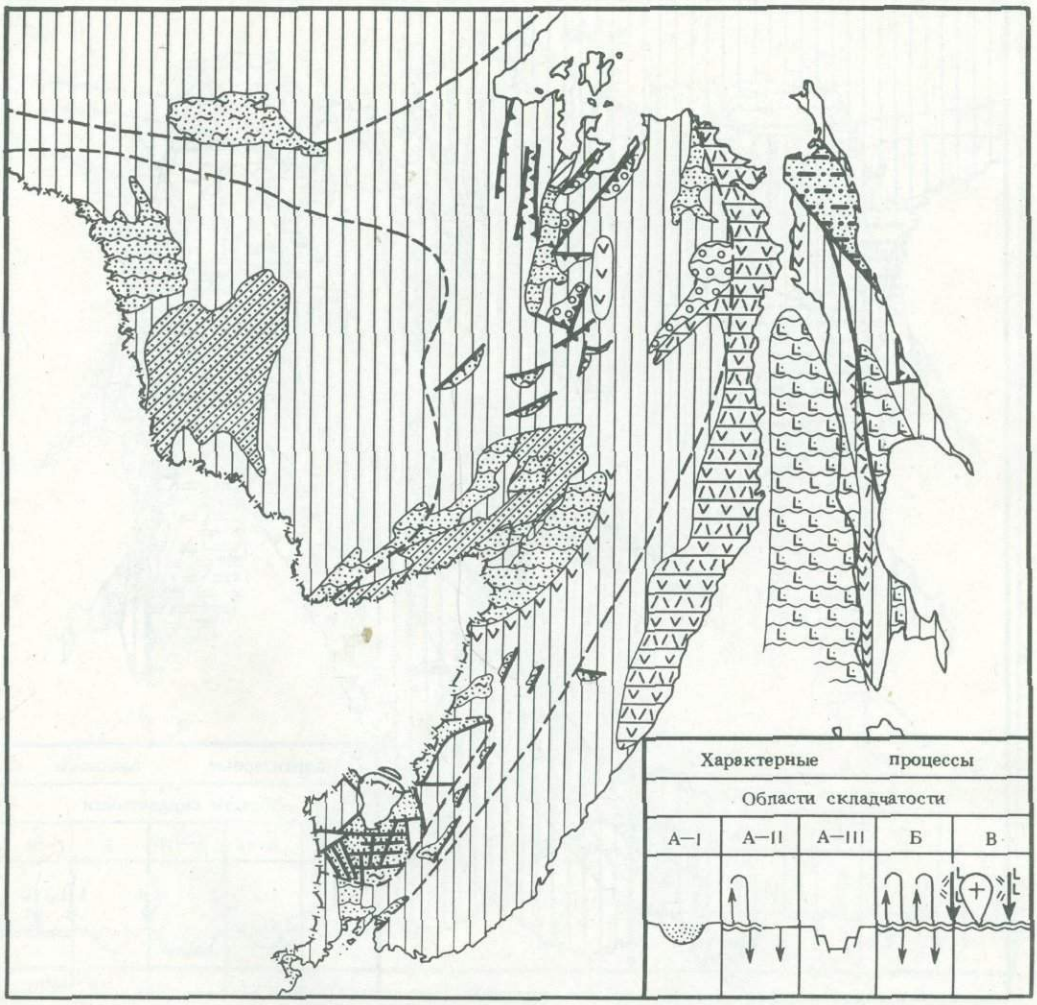


Рис. 43. Развитие геологических процессов в Приамурье и Приморье на рубеже палеогена и неогена

Условные обозначения см. на рис. 37

ления расширились, им охвачены внутренние районы Ханкайского массива, почти вся территория Зейского, Среднеамурского седиментационных бассейнов, впадин Амгунь-Амурской структурно-фациальной зоны (рис. 44).

В подавляющем большинстве впадин в это время формируются угленосные песчано-глинистые озерно-аллювиальные отложения с широким развитием фаций торфяных болот. Лишь в редких впадинах Ханкайского массива, Амгунь-Амурской и Хасанской структурно-фациальных зон в это время накапливаются существенно песчаные или песчано-глинистые, иногда слабоугленосные осадки. Осадконакопление во впадинах сопровождалось активным вулканизмом в центральных и северных районах вулканического пояса. В этот период широко проявился вулканизм в области мезозойской складчатости. Очаги вулканизма формируются на восточной окраине Среднеамурской впадины. Здесь известна по меньшей мере семикратная активизация этих очагов, обусловившая формирование семи покровов базальтовых лав. Огромные толщи базальтовых лав образовались и в области вулканического пояса. При детальных литологических исследованиях осадочных толщ нижнего и среднего миоцена в ряде районов (в Зейско-Буреинской впадине,

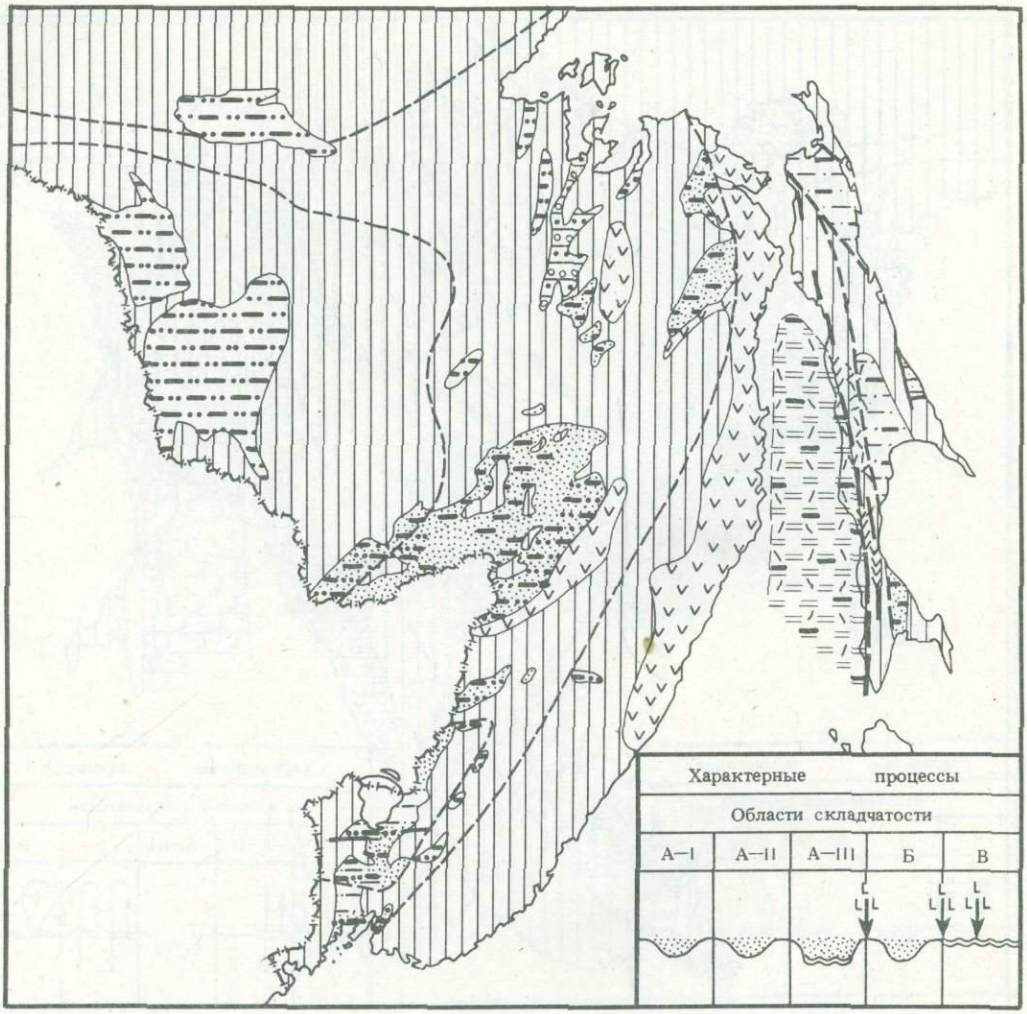


Рис. 44. Развитие геологических процессов в Приамурье и Приморье в раннем—среднем миоцене

Условные обозначения см. на рис. 37

Среднеамурском бассейне, впадинах Амгунь-Амурской, Западно-Сихотэ-Алинской и Ханкайской структурно-фациальных зон) в средней части толщ отмечен локальный (большей частью), иногда повсеместный размыв. Разрез нижнего и среднего миоцена имеет здесь двухцикличное строение. Нижняя часть каждого из циклов представлена преимущественно аллювиальными песчаными, песчано-галечниковыми образованиями, сменяющимися выше озерно-аллювиальными песчано-глинистыми. Венчается разрез циклов аллювиально-озерными угленосными комплексами пород. Породы верхнего цикла на нижний ложатся с размывом. Этот факт может свидетельствовать о том, что на рубеже раннего и среднего миоцена территория подверглась кратковременному воздыманию и активному действию эрозионных процессов.

Со второй половины раннего и в среднем миоцене более широко проявились и вулканические процессы. Очаги вулканизма возникают не только по глубинным разломам на окраине Среднеамурской впадины, но и во внутренней ее части — на месте пересечения северо-восточных и северо-западных субширотных разломов. В это время спокойный ход осадконакопления в Юго-Западном Приморье (на

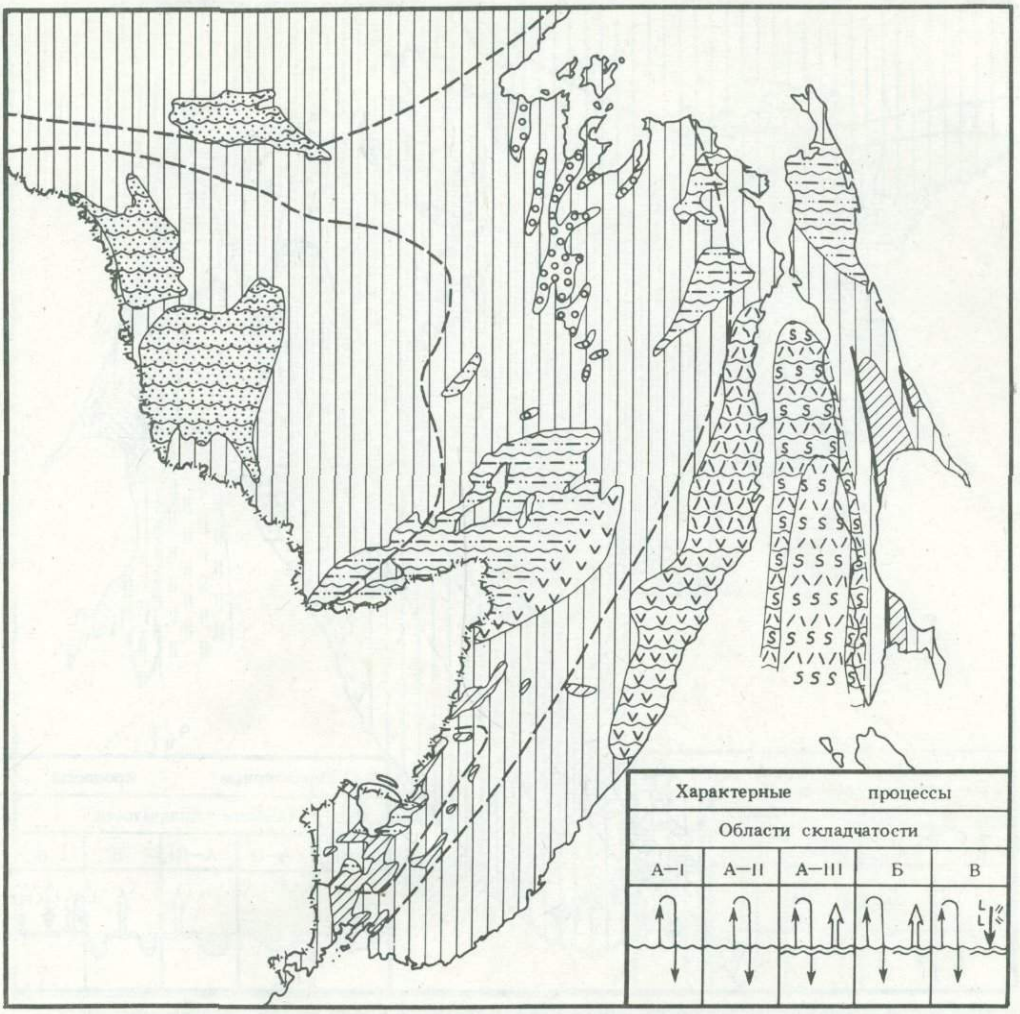


Рис. 45. Развитие геологических процессов в Приамурье и Приморье на рубеже среднего и позднего миоцена

Условные обозначения см. на рис. 37

стыке Ханкайского массива с областью мезозойской складчатости) иногда нарушался излиянием базальтов и андезито-базальтов сандуганской свиты.

В результате длительной денудации к концу среднего миоцена речные долины почти всех бассейнов области палеозойской и мезозойской складчатости имели наибольшую ширину, а реки — спокойный характер. Водораздельные пространства были сложены низкими горами и холмами с преобладающими пологими склонами, где в условиях теплого и влажного климата формировались мощные коры выветривания (по базальтам кизинской и сандуганской свит в перерывах между их излияниями).

Сравнительный анализ показывает, что в ранне-среднемиоценовое время развитие рассматриваемого региона было наиболее стабильным. Почти во всех бассейнах различного типа и ранга происходило осадконакопление, от преимущественного формирования грубообломочных песчано-галечниковых и песчаных аллювиальных и склоновых щебнисто-дресвяно-песчаных образований к озерно-аллювиальным песчано-галечниковым угленосным. Весь регион представлял собой

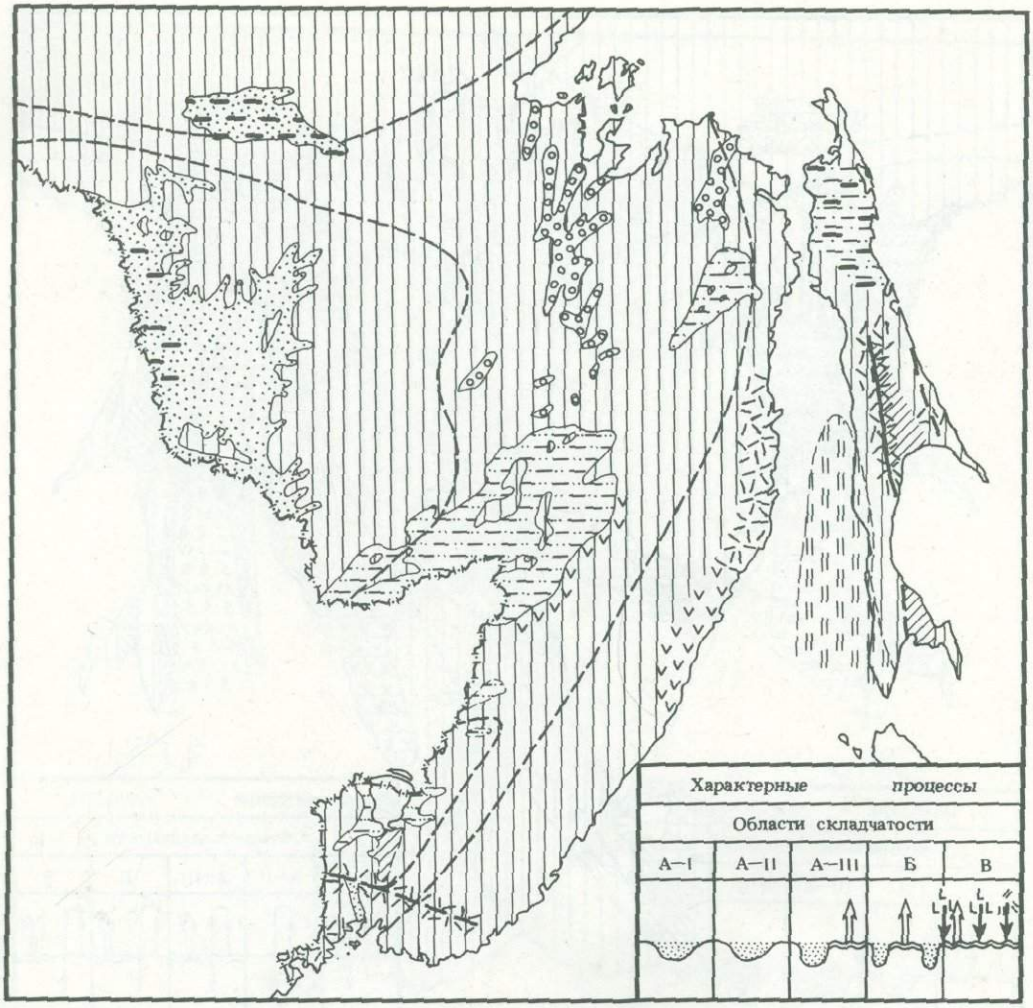


Рис. 46. Развитие геологических процессов в Приамурье и Приморье в позднем миоцене

Условные обозначения см. на рис. 37

единую крепко спаянную территорию, обладающую единством процессов поднятия и погружения. До и после этого времени тектоническая жизнь региона была в определенной мере дифференцированной.

В конце среднего и начале позднего (на рубеже среднего и позднего) миоцена усилилось воздымание горного и холмистого обрамления впадин, резко усилились эрозия, вынос и отложение в областях осадконакопления грубообломочного песчаного и песчано-галечникового материала (рис. 45).

Под знаком преимущественно аллювиального песчаного и песчано-галечникового осадконакопления и происходило развитие региона в позднем миоцене. Терригенный материал представлен преимущественно кварцевыми и кварц-полевошпатовыми продуктами переработки кор выветривания. Верхнемиоценовые отложения сазанковской, головинской, усть-суфунской свит ложились на нижележащие почти повсеместно с размывом и в большинстве случаев со слабовыраженным угловым несогласием (рис. 46). Продолжалась вулканическая деятельность. Однако наряду с излиянием лав основного и среднего состава зачастую происхо-

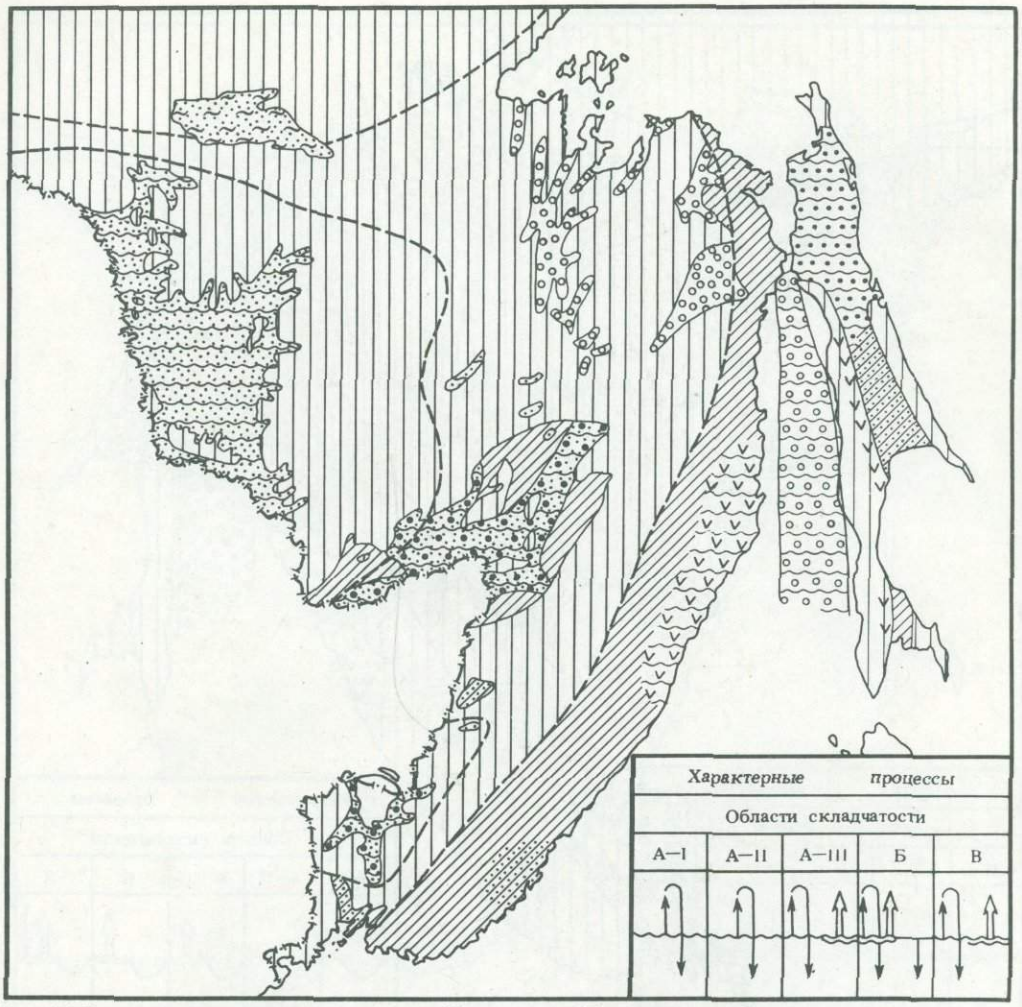


Рис. 47. Развитие геологических процессов в Приамурье и Приморье на рубеже миоцена и плиоцена

Условные обозначения см. на рис. 37

дили извержения вулканов с выбросом огромного количества пепла кислого состава, обусловившие образование в верхнемиоценовых осадочных толщах *сопредельных осадочных бассейнов слоев и прослоев туфов и туффитов, опок и* диатомитов.

Интенсивное воздымание в областях денудации вовлекло в подъем и многие осадочные бассейны. Оно вызвало в них перерыв в осадконакоплении, продолжавшийся во многих из них до конца неогена.

На рубеже миоцена и плиоцена вновь происходили интенсивные воздымания региона. Размывам подверглись области денудации и приподнятые блоки осадочных байссейнов, почти полностью были размыты олигоценовые и миоценовые коры выветривания. Лишь в редких впадинах Амгунь-Амурской структурно-фациальной зоны и Юго-Западного Приморья продолжалось унаследованное от позднего миоцена непрерывное накопление грубообломочных песчано-галечниковых образований (рис. 47).

В плиоцене в пониженных участках осадочных бассейнов отлагались грубообломочные песчано-галечниковые, песчано-гравелистые и песчаные осадки, в

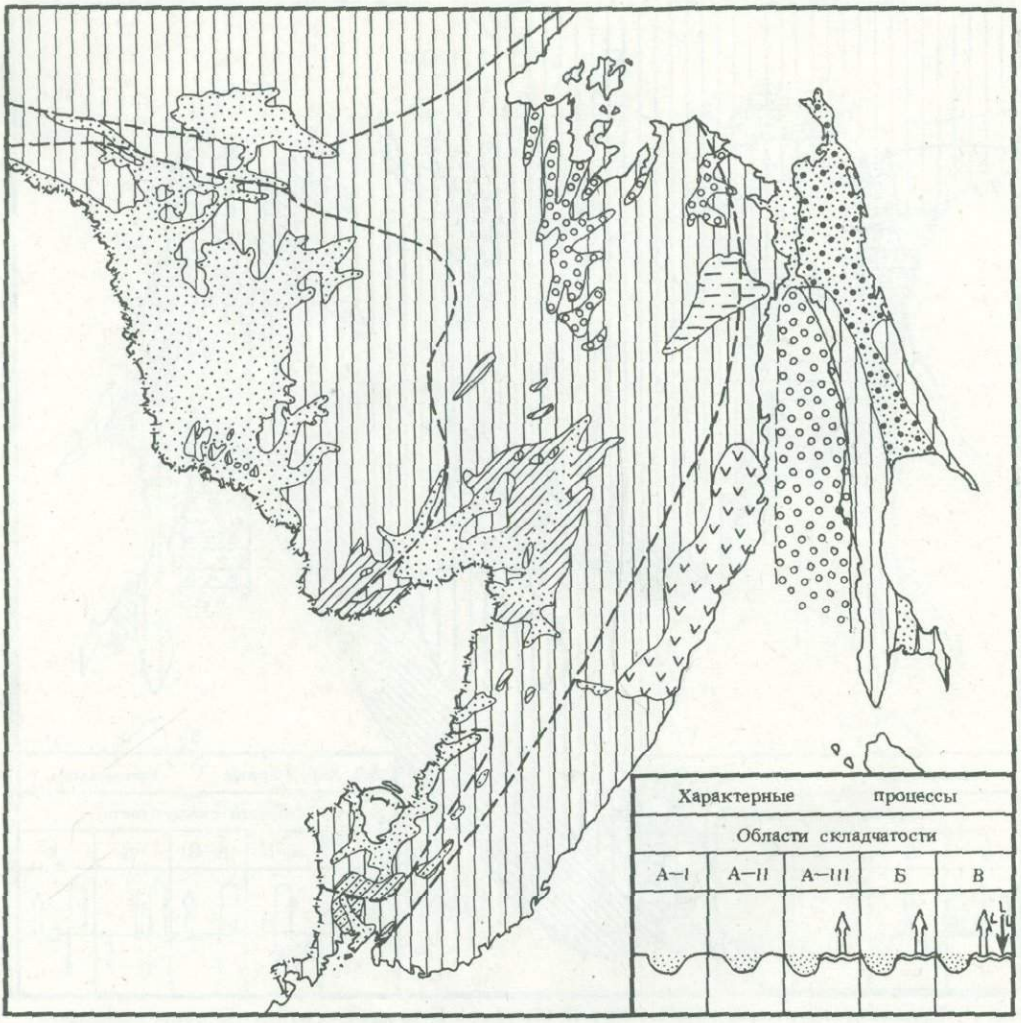


Рис. 48. Развитие геологических процессов в Приамурье и Приморье в плиоцене

Условные обозначения см. на рис. 37

составе которых существенное значение имеют неустойчивые к выветриванию минералы (эпидот, роговая обманка и др.), что свидетельствует о размыве невыветрелых комплексов пород (рис. 48). В Самаргинско-Ботчинской структурно-фациальной зоне вулканического пояса активизируется базальтовый вулканизм, который приобретает наибольший размах в конце плиоцена (рис. 49). В это время формируются обширные базальтовые плато в вулканическом поясе (Самаргинское, Зевинское), в Юго-Западном Приморье (Шуфанское, Шкотовское), в зонах глубинных разломов на восточной окраине Среднеамурской впадины, в узлах пересечения северо-восточных и северо-западных разломов на восточной окраине Буреинского массива. В позднем плиоцене регион испытывает повсеместное поднятие, происходит развитие эрозионных процессов.

Из приведенного обзора геологического развития видно, что в палеогене и неогене территория Приамурья и Приморья развивалась в континентальных условиях как сложнопостроенный (геологически и морфологически) ороген, в теле которого под влиянием растягивающих усилий формировались приразломные гра-

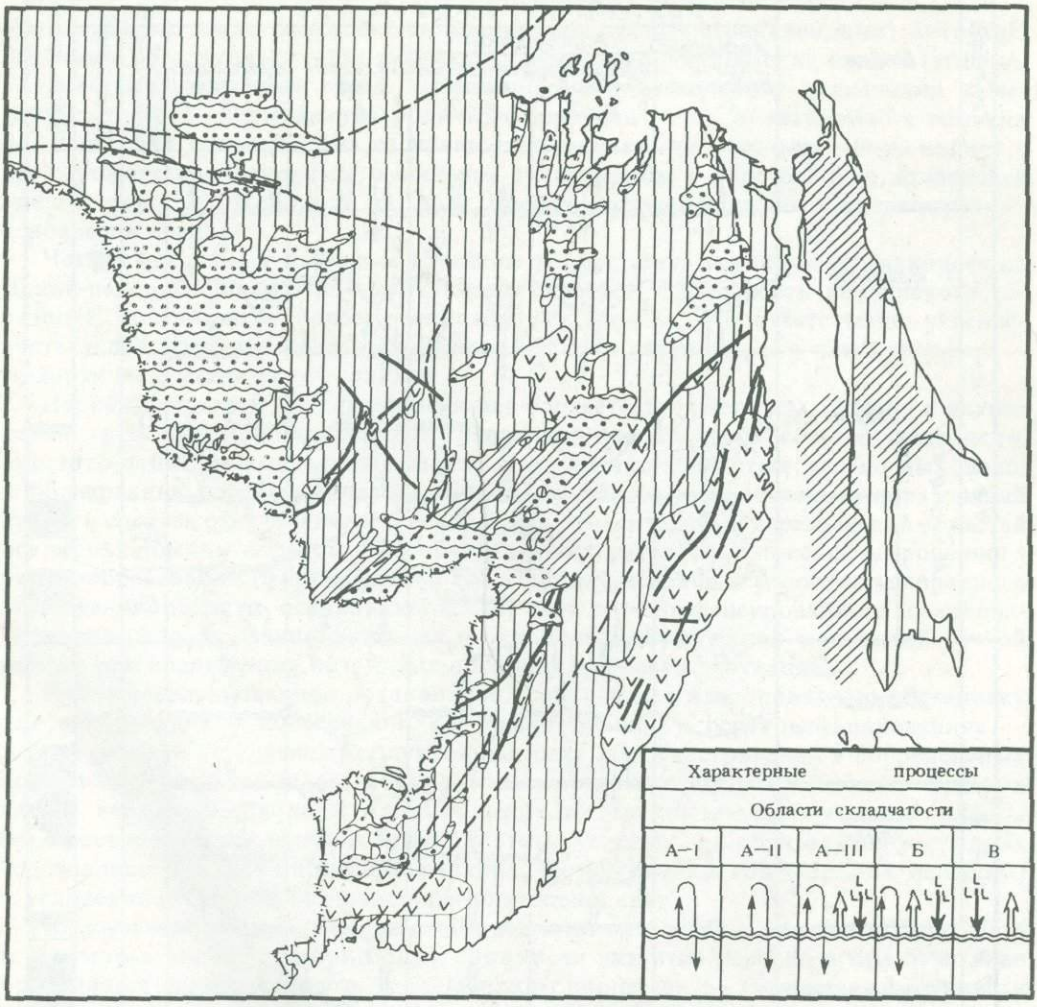


Рис. 49. Развитие геологических процессов в Приамурье и Приморье в позднем плиоцене

Условные обозначения см. на рис. 37

бенного типа структуры, заполнявшиеся осадками. В течение всего рассматриваемого времени эта территория представляла собой постоянно воздымающуюся (непрерывно-прерывисто) горнохолмистую страну, где в преимущественно незначительных по размерам впадинах происходило осадконакопление. Даже в периоды наибольшего площадного развития этих осадочных бассейнов суммарная площадь впадин не превышала 15% общей площади региона.

На фоне определенной общей направленности в геологическом развитии палеогеновых и неогеновых осадочных бассейнов Приамурья и Приморья проявляется дифференциация. Дифференцированный характер развития бассейнов отмечается в палеогене, в частности в раннем, что было обусловлено разновременностью заложения и начала развития большинства осадочных бассейнов. И только в конце палеогена, на рубеже палеогена и неогена, этот регион приобрел определенную монолитность и консолидацию, чему в немалой степени способствовали, вероятно, внедрения интрузий на рубеже палеоцена и эоцена, олигоцена и миоцена.

В неогене геологические процессы коррелятных интервалов времени коррелятны по типу. Если это погружение и осадконакопление, то оно в основном

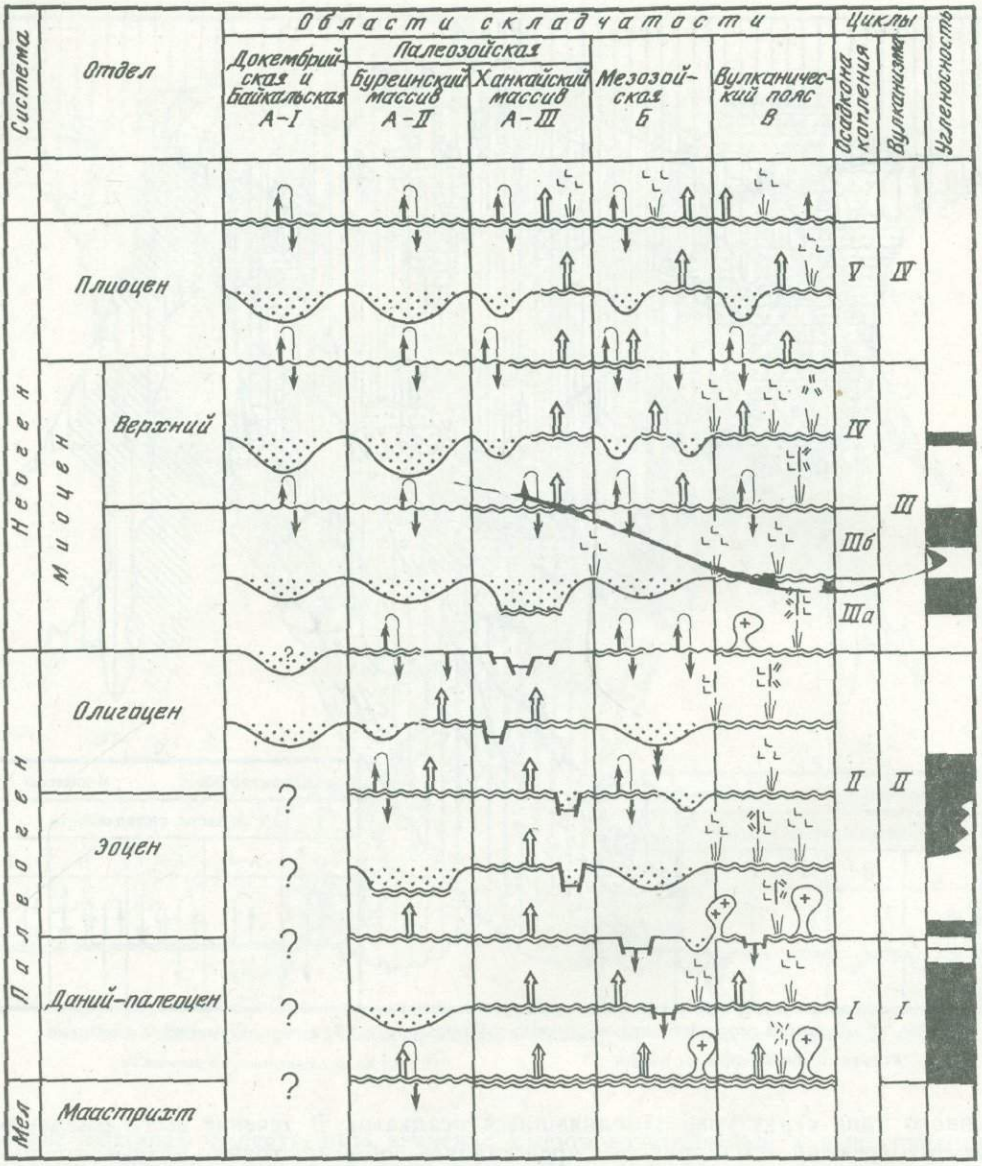


Рис. 50. Корреляционная схема проявления характерных форм геологических процессов в палеогене и неогене в Приморье и Приамурье

Условные обозначения см. на рис. 37

охватывает регион повсеместно, если же это поднятие и размыв, то они также проявляются повсеместно, разве только с различной интенсивностью. Следует заметить, что в неогене уже не фиксируется интрузивный магматизм.

На общем фоне этой дифференцированности геологических процессов в истории геологического развития региона отмечается четкое проявление цикличности (этапности) процессов вулканизма, осадконакопления и угленакопления, которая значительно облегчает корреляцию разрезов (рис. 50).

Выделяются четыре этапа вулканизма: даний-палеоценовый, эоцен-олигоценовый, миоценовый, плиоценовый. Каждый из них начинается излиянием основных (базальтоидных) лав, затем средних и, наконец, кислых лав и пепловых туфов.

Палеогеновые этапы завершались внедрением кислых (гранитоидных) интрузий. Подошвы базальтовых толщ являются границами вулканических циклов (этапов). Разумеется, что общая схема палеогенового и неогенового вулканизма выведена из оценки преимущества роли того или иного типа вулканизма на том или ином отрезке времени. Это не исключает, однако, тех случаев, когда наряду с преимущественно основным и средним вулканизмом в ряде районов изливались кислые лавы и, наоборот, на фоне преимущественно кислого вулканизма — основные и средние.

Четырем этапам вулканизма отвечают четыре этапа осадко- и угленакопления. Даний-палеоценовому этапу вулканизма отвечает угленосность кивдинского горизонта, эоцен-олигоценовому, миоценовому этапам — соответственно угленосность угловского и тавричанско-приханкайского горизонтов, а плиоценовому — четвертичные массивы торфяников.

Периоду излияния базальтоидных лав соответствует период поднятия и накопления грубообломочных осадков, излиянию лав среднего состава (андезитов, андезито-дацитов) коррелятно накопление песчано-глинистых угленосных толщ и образование кор выветривания, а формированию вулканогенных образований кислого состава отвечает период ускоренных относительных перемещений областей осадконакопления и денудации, обусловивших развитие недокомпенсированного осадкообразования (формирование бассейновых осадков в условиях ускоренного погружения области осадконакопления) или перекомпенсированного осадконакопления (формирование русловых и склоновых образований в развитой речной долине при воздымании питающих провинций области денудации).

Недокомпенсированное осадконакопление создает благоприятную обстановку для захоронения и консервации кор выветривания, а перекомпенсированное — для размыва и отложения продуктов размыва кор выветривания в сопредельных пониженных участках рельефа. Захоронение коры выветривания возможно в краевых частях впадин под толщей озерных осадков, перекрывающих угольные пласты (на простирании последних). Благоприятные условия для образования последних создавались при формировании верхних частей кивдинской (верхний палеоцен) и угловской (конец первой половины олигоцена) свит.

Из краткого обзора геологических событий палеогена и неогена в Приамурье и Приморье видно, что при общей сложности развития региона в нем отчетливо проявляется согласованность геологических процессов по типу и направленности развития.

КОРРЕЛЯЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ ПАЛЕОГЕНА И НЕОГЕНА ПРИАМУРЬЯ, ПРИМОРЬЯ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДА ТИХООКЕАНСКОГО РЕГИОНА

Сравнительный анализ и корреляция литолого-фациальных комплексов и других элементов-признаков геологических процессов (в том числе угленосности и вулканизма) в толще палеогеновых и неогеновых образований, осадочных бассейнов Приамурья и Приморья и бассейнов Сахалина [Сальников и др., 1979] показывают, что развитие первых и вторых происходило в тесной связи (рис. 51, 52).

Интенсивные прогибания земной коры Северо- и Западно-Сахалинского прогибов, воздымания Сихотэ-Алинского блока обусловили возникновение растягивающих усилий и образование ослабленных зон, а затем и приразломных грабенных структур на еще слабо консолидированных участках области мезозойской складчатости. С зоной наибольшего погружения Западно-Сахалинского прогиба сопряжены наиболее глубокие структуры области мезозойской складчатости Приамурья (Среднеамурская впадина). Поступательному развитию Западно-Сахалинского прогиба (с юга на север) отвечает столь же направленное заложение и развитие бассейнов области мезозойской складчатости и вулка-

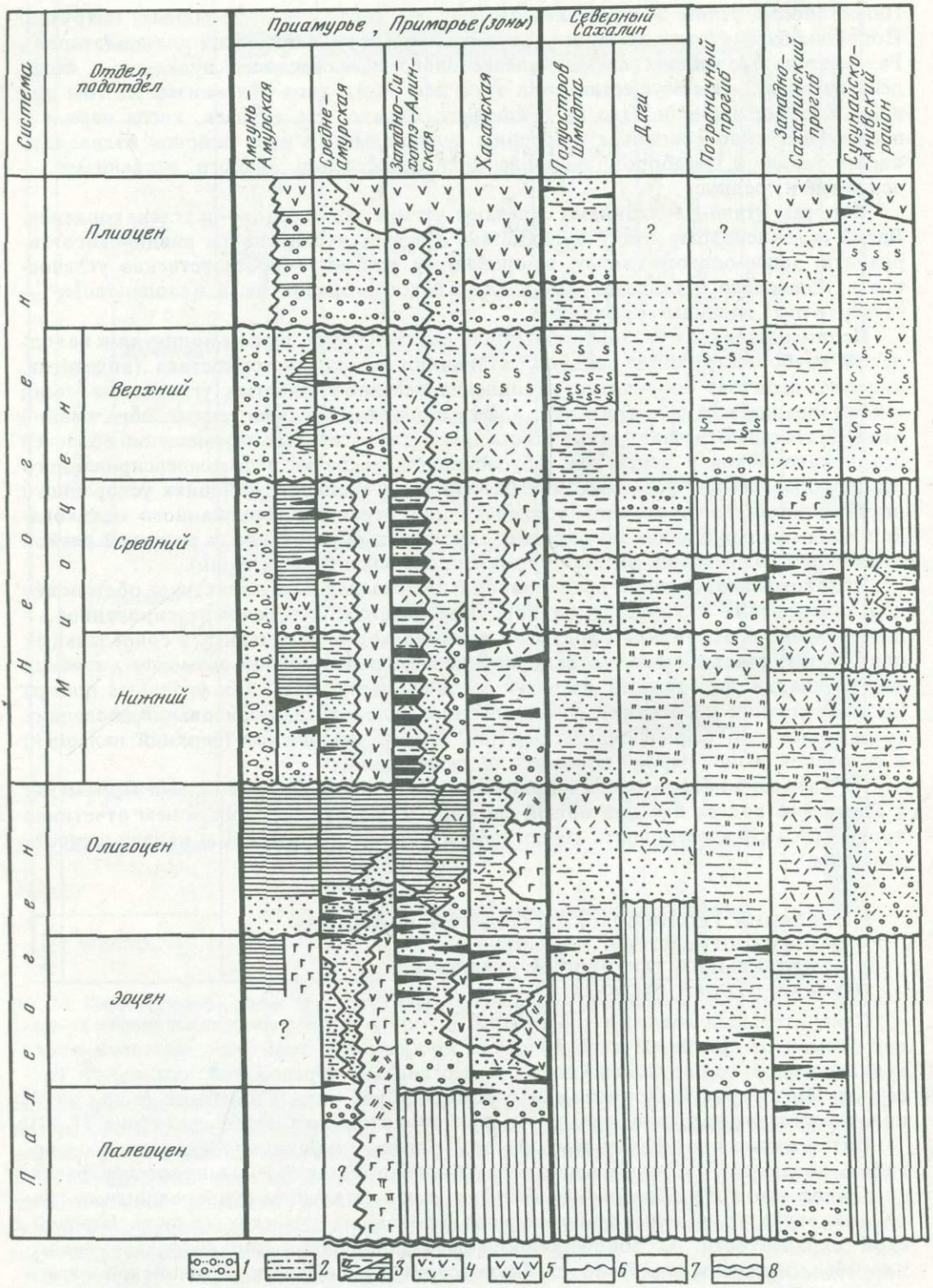

Система
Отдел, подотдел
Приамурье, Приморье (зоны)
Амгунь-Амурская
Средне-амурская
Западно-Сихотэ-Алинская
Хабаровская
Северный Сахалин
Полуостров Шмидта
Дагы
Пограничный прогиб
Западно-Сахалинский прогиб
Сусунайско-Анивский район
Неоген
Миоцен
Плиоцен
Верхний
Средний
Нижний
Палеоген
Олигоцен
Эоцен
Палеоцен
?
1
2
3
4
5
6
7
8

Рис. 51. Схема стратиграфической корреляции литолого-формационных рядов Приамурья и Приморья с рядами Сахалина

1 — песчано-галечниковые образования; *2* — глинисто-песчаные образования; *3* — глины и алевриты (*а*), аргиллиты (*б*); *4* — туфы основного состава; *5* — эффузивы основного состава; *6—8* — размывы: *6* — локальные, *7* — повсеместные без несогласий, *8* — повсеместные с несогласиями. Остальные условные обозначения см. на рис. 30, 32

низма. Образование большинства осадочных бассейнов Амгунь-Амурской структурно-фациальной зоны связано с активизацией в конце палеогена и неогена нисходящих движений Северо-Сахалинского прогиба. Возможно, что импульсом тектоно-магматической активизации, вызвавшим дробление Ханкайского массива во второй половине олигоцена и закладку в нем осадочных бассейнов, могли послужить интенсивные нисходящие движения в зоне Япономорской глубоководной котловины. На рис. 53 приведена схема корреляции рядов литолого-фациальных породных комплексов Приамурья и Приморья со смежными регионами

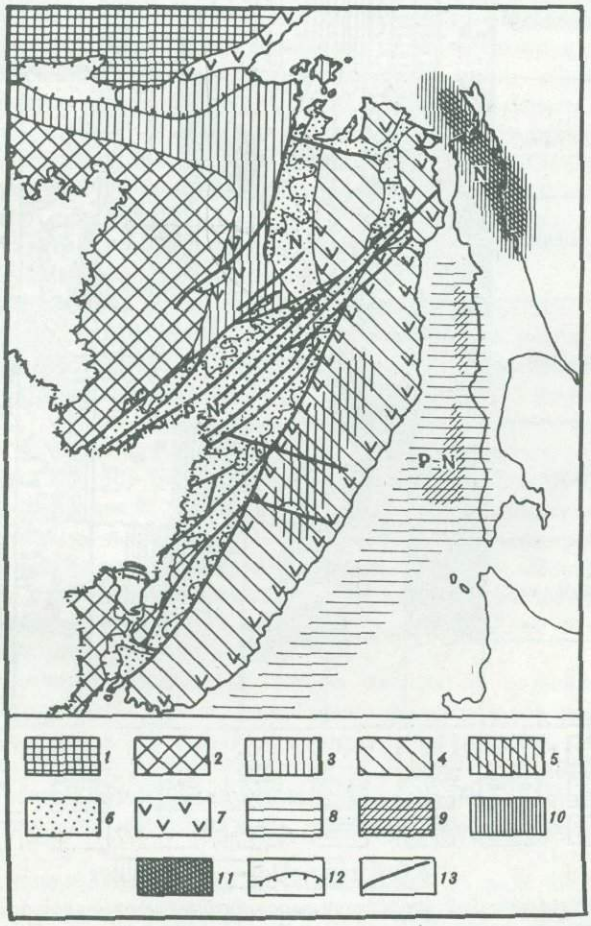


Рис. 52. Геодинамическая модель формирования зоны растяжения и приразломных грабенных структур области мезозойской складчатости

1, 2 — области складчатостей: *1* — докембрийской и байкальской, *2* — палеозойской; *3—6* — область мезозойской складчатости, ее отдельные структурно-морфологические блоки: *3* — Монголо-Охотская и западная часть Сихотэ-Алинской ветви складчатости, *4* — Сихотэ-Алинский тектонический блок, *5* — наиболее приподнятая область Сихотэ-Алинского блока, *6* — зона растяжения; *7* — зона палеогенового и неогенового вулканизма; *8* — Западно-Сахалинский прогиб; *9* — зона наибольшего погружения Западно-Сахалинского прогиба по основанию палеогена и неогена; *10* — Северо-Сахалинская впадина; *11* — зона наибольшего погружения Северо-Сахалинской впадины; *12* — границы осадочных бассейнов; *13* — разломы

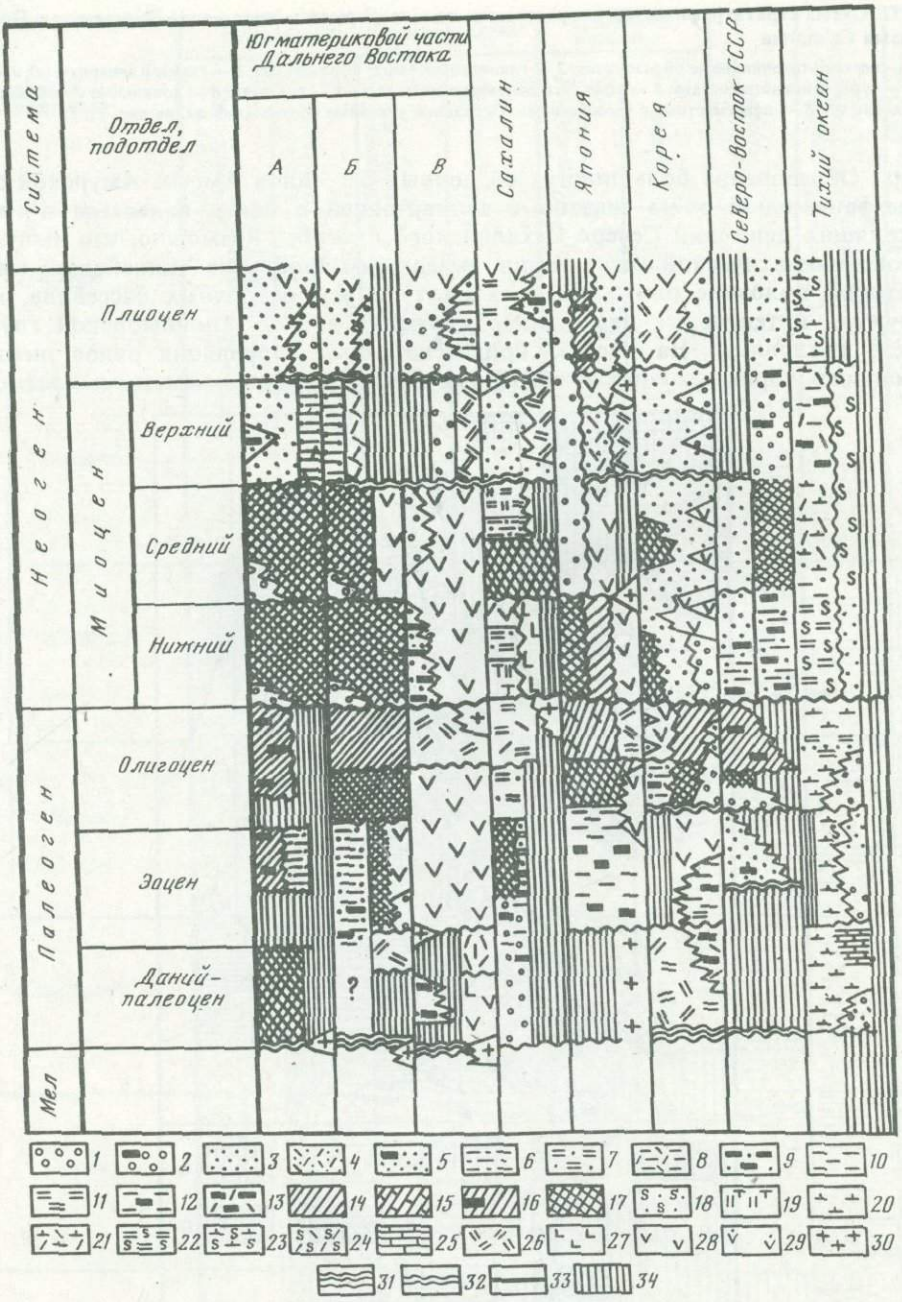


Рис. 53. Схема стратиграфической корреляции рядов литолого-формационных породных комплексов Приамурья и Приморья со смежными регионами Тихоокеанской провинции (Сахалин, Северо-Восток СССР, Корея, Тихий океан)

1—30 — породные комплексы: *1* — грубообломочные русловые и склоновые образования, *2* — то же, слабоугленосные, *3* — существенно песчаный, *4* — песчаный туфогенный, *5* — песчаный слабоугленосный, *6* — глинисто-песчаный; *7—9* — глинисто-песчаные: *7* — морской, *8* — туфогенный, *9* — слабоугленосный; *10* — песчано-глинистый; *11—13* — песчано-глинистые: *11* — морской, *12* — слабоугленосный, *13* — слабоугленосный туфогенный; *14* — глинистый; *15—16* — глинистые: *15* — туфогенный, *16* — слабоугленосный; *17* — песчано-глинистый угленосный, *18* — диатомиты, *19* — туфогенно-кремнистый, *20* — карбонатный ил, *21* — карбонатный ил с туфом, *22* — глинисто-диатомитовый морской, *23* — карбонатно-диатомитовый, *24* — туфо-диатомитовый, *25* — известняковый, *26* — лавы и туфы кислого состава; *27, 28* — лавы составов: *27* — среднего, *28* — основного; *29* — туфы основного состава, *30* — гранитоидные

Тихоокеанской провинции, структурного соотношения между ними в разрезе и по латерали.

Почти повсеместно палеогеновые и неогеновые образования лежат на верхнемеловых с размывом, несогласно. На юге материковой части Дальнего Востока и в Японии в позднем мелу, на рубеже мела и палеогена формируются тела гранитоидных интрузий (см. рис. 53). В осадочных бассейнах акватории Тихого океана этот рубеж проявился дифференцированно (судя по немногочисленным скважинам, пробуренным с б/с "Гломар Челленджер"). Длительный перерыв в осадконакоплении зафиксирован скважинами в областях абиссальной равнины западнее возвышенности Шатского (здесь и далее — точки наблюдений, скв. 194 на рис. 54), Каролинского поднятия (скв. 61), поднятия Хорайзон в центральной части океана (скв. 171), о-ва Фиджи (скв. 204). Залегание палеогеновых образований на меловых с размывом отмечено по скважинам в западной половине Севера Тихого океана в области гайота Мейдзи (скв. 192), поднятий Шатского (скв. 47, 303), Хесса (скв. 310), Онтонг-Джава (скв. 288, 289), гайота Ита-Маи-Таи (скв. 199), Центрально-Тихоокеанской впадины (скв. 165). Смена типа седиментации наблюдается по разрезу скв. 207 (Тасманово море). Верхнемеловые пески с глауконитом здесь сменяются нанофораминиферовыми илами. Постепенные переходы отмечаются по скважинам в районе поднятий Шатского (скв. 305) и Магеллана (скв. 167), рифов Бамптон (скв. 208) и на крайнем юго-востоке океана (скв. 323). Размывы и нередко несогласия повсеместно фиксируются на рубежах палеоцена и эоцена, палеогена и неогена, среднего и верхнего миоцена, верхнего миоцена и плиоцена, в большинстве районов — в середине олигоцена и на рубеже эоцена и олигоцена, во многих районах на рубеже нижнего и среднего миоцена.

Дифференцированы вещественно-структурные соотношения осадочных толщ в бассейнах акватории Тихого океана на рубеже палеоцена и эоцена, эоцена и олигоцена. Здесь отмечаются зоны непрерывного осадконакопления, постепенного литологического перехода на этих рубежах (скв. 47, 207, 283 по палеоцену и эоцену, 77, 165, 167, 292, 317, 321 — по эоцену и олигоцену), зоны размывов без несогласий (скв. 167, 208, 289 по палеоцену и эоцену, 208, 287 — по эоцену и олигоцену), смены типа седиментации (277, 305 по палеоцену—эоцену, 277, 286, 289, 305 — по эоцену и олигоцену), увеличения или уменьшения скоростей осадконакопления (скв. 286, 289, 317 — по эоцену—олигоцену). Выделяются зоны длительного (в течение эоцена) перерыва в осадконакоплении (скв. 199, 200, 207, 283, 288, 323). Широко проявлен в этом регионе перерыв в осадконакоплении на рубеже палеогена и неогена. Подробно характер геологических событий на этом рубеже будет рассмотрен в следующем разделе книги.

В неогене осадочных бассейнов Тихого океана не отмечаются размывы и несогласия, но вместе с тем повсеместно четко фиксируются смена типа седиментации и изменение скоростей осадконакопления на рубежах раннего и среднего миоцена, среднего и позднего миоцена и плиоцена. В миоценовое время эта смена характеризуется постепенным обмелением бассейнов седиментации, а в плиоцене, наоборот, сменой относительно мелководных более глубоководными осадками.

Коррелятна последовательность размещения в разрезе палеогена и неогена литолого-фациальных породных комплексов, и в частности угленосных. Кивдинским даний-палеоценовым угленосным образованиям Приамурья соответствуют линзующиеся угленосные тела Ольга-Тернейской структурно-фациальной зоны и кайнозойских Притуманганских впадин Северной Кореи, снежинкинской свиты

интрузия; *31—34* — характер контактов породных комплексов: *31* — резко несогласное с размывом залегание на складчатых комплексах, *32* — размыв, слабовыраженное несогласие, *33* — постепенный переход, *34* — перерыв в осадконакоплении. *А—В* на схеме — впадины: *А* — Ушумунская и Зейско-Буреинская, *Б* — области мезозойской складчатости, *В* — области Восточно-Азиатского вулканического пояса. Остальные условные обозначения см. на рис. 51

Сахалина, угленосные отложения бассейнов Исикари в Японии, Вью-Мурленде и Латроб-Валли, Бассов Марри и Гиппсленд на южной окраине Австралийского континента [Raggatt, Crespin, 1955]. Нижнеэоценовым угленосным образованиям Хасанской структурно-фациальной зоны Юго-Западного Приморья соответствуют угленосные слои нижнедуйской свиты Сахалина, формации Ноборикава и другие южной части Северо-Западного Кюсю внутренней зоны Главного пояса Хонсю Юго-Западной Японии и провинций Исикары и Румои Главного пояса Хидика Северо-Восточной Японии [Геологическое..., 1968], сансанские угленосные слои Притуманганских впадин Северной Кореи [Устиновский и др., 1966], угленосные отложения Мурленде бассейна Мари Южной Австралии [Brown et al., 1968]. Широкое распространение получила эоценовая—раннеолигоценовая угловская и ранне-среднемиоценовая ушумунско-бузулинская эпохи угленакопления. В первую сформировались угленосные образования верхней подсвиты нижнедуйской свиты Сахалина [Сальников и др., 1979], тастахской и авековской свит Северо-Востока СССР [Бискэ, 1975], формации Киураги и Есинотаки провинции Хокусё и Карацу Юго-Западной Японии, формаций Юбари, Урю Главного пояса Хидака и Абукума Северо-Восточной Японии [Shibaoka, 1957; Mizuna, 1964], нижнекаменской подсвиты Притуманганских впадин и свиты йондон Кильчжу-Менчхонской впадины Кореи [Устиновский и др., 1966], верхнеэоценовые угленосные отложения провинций Нортленд, Южный Окленд, Таранаки Северного острова Новой Зеландии, провинций Нельсон, Уэстленд Южного острова Новой Зеландии [Kingma, 1962; Brown et al., 1968].

Нижне-среднемиоценовым угленосным отложениям рассматриваемой территории соответствуют среднемиоценовые угленосные образования верхнедуйской свиты Сахалина [Сальников и др., 1979], северо-пекульнейвеемской свиты Бельской впадины, тагыньинских и джельконских слоев одноименных впадин, мареканской свиты Кухтуйской впадины, омолойской свиты Омолойской впадины Северо-Востока СССР и камской свиты Центрально-Якутской низменности [Баранова, 1962; 1965; Баранова, Бискэ, 1964; Баранова и др., 1970; Бискэ, 1975; Бискэ, Кулькова, 1968; Бискэ и др., 1972]. В Японии развита нижнемиоценовая угленосная формация ярусов Дайсима и Нисиога на о-ве Хоккайдо, в Юго-Западной Японии [Геологические..., 1968]. На п-ве Корея линзующиеся тела бурых углей известны в нижнем (свита пхенюк) и среднем (свита кочхам) миоцене. На Австралийском континенте нижне-среднемиоценовые угленосные отложения неизвестны, слабо развиты они и на островах Новой Зеландии. В последней незначительные угленосные образования известны в среднемиоценовых образованиях Уэддербернских слоев и формации Лонгфорд [Brown et al., 1968]. Слабая угленосность, которая фиксируется в осадочных бассейнах Приамурья в верхнем миоцене, имеет место в Кухтуйской впадине Северо-Востока СССР (мареканская свита), в Притуманганских впадинах Северной Кореи (в нижней части свиты зынсан), на о-ве Кюсю Японии, на юге Австралии — в бассейне Гиппсленд (формация Джеммис-Пойнт).

Преимущественно грубообломочные песчаные, песчано-галечниковые отложения верхнего миоцена и плиоцена, свойственные рассматриваемой территории, также характерны для Сахалина, Японии, п-ва Корея, Северо-Востока СССР.

Широко проявленный в Приамурье и Приморье эоцен-раннеолигоценовый и ранне-среднемиоценовый андезито-базальтовый вулканизм имеет место на Сахалине, в Японии, Корее, а последовавший за ними кислый олигоценовый и позднемиоценовый вулканизм получил развитие на Сахалине, в Японии, проявился в Корее. Таким образом, выявленные на рассматриваемой территории даний-палеоценовый, эоцен-олигоценовый, миоценовый и плиоценовый этапы вулканизма имеют место и в перечисленных регионах. Фиксируется также гранитоидный интрузивный магматизм, коррелятный заключительной фазе этапов вулканизма.

Глава IV

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ НА РУБЕЖЕ ПАЛЕОГЕНА И НЕОГЕНА

Для прослеживания глобальных импульсов тектоно-магматической активности автор провел анализ характера перехода породных комплексов на рубеже палеогена и неогена по осадочным бассейнам Советского Приамурья и Приморья, Северо-Востока СССР, Сахалина, Японии, п-ова Корея, Китая, акватории Тихого, Индийского и Атлантического океанов (по данным бурения скважин с корабля "Гломар Челленджер") и обрамляющих их континентов (Европа, юг Азии, Африка, Австралия, Северная и Южная Америка) (табл. 3).

На Сахалине регрессивный этап осадконакопления на рубеже палеогена и неогена сменяется трансгрессивным, происходит смена типа седиментации.

В Юго-Западной Японии, во внутренней зоне Главного пояса Хонсю (северная часть о-ва Кюсю) на рубеже палеогена и неогена проявились слабые деформации, морские фации сменяются эстуариевыми и лагунными. Слабые деформации отмечены в Южном Кюсю, Южном Кии, Акаиси, Южном Канто Главного пояса Симанто. В Северо-Восточной Японии слабая складчатость, несогласие и смена типа седиментации отмечаются в бассейнах Главных поясов Хонсю и Хидака [Геологическое..., 1968].

В Кильчжу-Менчхонской впадине Кореи на рубеже палеогена и неогена свита намсок (базальтоидная толща с линзами песчаных, глинистых и туфогенных образований) с размывом и несогласием сменяется песчано-галечниковыми и песчано-глинистыми угленосными комплексами нижнего миоцена. Здесь же во впадинах Притуманганья (Онсон, Хеньен) в верхней половине верхнеолигоценовой—нижне-среднемиоценовой свиты хвеам отмечается размыв, по которому существенно алевролитовые толщи (вероятно, олигоцена) сменяются существенно песчаными [Устиновский и др., 1966].

На севере Средней Якутии в бассейне р. Омолой (р. Кюегюлюр) олигоценовая омолойская свита с размывом перекрывается нижнемиоценовыми образованиями ильдикиляхской свиты [Баранова и др., 1970].

В Волчинско-Пойнатхунском районе (на побережье Анадырского залива) эоцен-олигоценовые отложения с размывом перекрываются нижнемиоценовой койнатхунской толщей. В водораздельной части северной половины хребта Рарыткин от бассейна р. Таляин (на юге) до р. Анадырь (на севере) на рубеже палеогена и неогена происходит смена кислого вулканизма основным и средним.

Несогласно с размывом олигоценовые отложения перекрываются нижнемиоценовыми в Корякском нагорье, Западной и Восточной Камчатке [Гладенков, 1978]. Перерывы в осадконакоплении на рубеже палеогена и неогена отмечаются в Хатырском прогибе, на Карагинском острове. В нефтегазоносном бассейне Сунляо на границе палеогена и неогена произошли движения, сформировавшие его современный структурный план. В осадочном бассейне Бохайвань Китая палеогеновая рифтовая стадия развития с накоплением 5000-метровой толщи терригенных пород, битуминозных сланцев, органогенных известняков на этом рубеже сменяется общим погружением, отложением континентальных озерно-аллювиальных толщ. В нефтегазоносном бассейне Субэй это общее погружение началось еще в палеогене и завершилось в неогене. И наконец, в нефтегазоносном осадочном бассейне Цзянхань, как и в бассейне Бохайвань, на рубеже палеогена и неогена началось общее погружение.

Таким образом, на территории Востока СССР и сопредельных с ней землях Японии, п-ова Корея, Китая в "летописи" кайнозойских отложений записано, что переходный этап от палеогена к неогену повсеместно проявился импульсом тектоно-магматической активности, в перерыве осадконакопления, зачастую с несогласиями (со складчатостью), — сменой типа седиментации или вулканизма.

Таблица 3

Геологические события на рубеже палеогена и неогена в осадочных бассейнах акватории Тихого океана и обрамляющих его континентов

Скважина (см. рис. 67, 68)	Район наблюдения	Описание разреза, геологических событий
	Восток СССР	
30	Корякское нагорье	Размыв, несогласие, смена типа седиментации, уменьшение скорости осадконакопления
32	Восточная Камчатка	Размыв, несогласие, смена типа седиментации
1	*Бассейн р. Омолой*, Средняя Якутия	*Олигоценовая омолойская свита с размывом перекрывается* нижнемиоценовыми образованиями ильдикиляхской свиты
13	Хребет Рарыткин	Смена кислого вулканизма основным и средним
12	Западная Камчатка	Локальный размыв, смена типа седиментации
10	Впадины Северного Приохотья	Заложение впадин, начало осадконакопления
7	Северный Сахалин	Размыв, смена регрессивного типа осадконакопления трансгрессивным, смена типа седиментации
6	Западно-Сахалинский прогиб	Размыв, смена типа седиментации
8	Сусунайско-Анивский район Сахалина	Локальные размывы, смена типа седиментации, регрессивного этапа осадконакопления трансгрессивным
2	Ушумунская впадина, Амурская область	*Размыв, несогласие, смена глинистого озерного осадконакопления* песчано-глинистым угленосным, уменьшение скорости осадконакопления
3	*Среднеамурская впадина*	*Локальные размывы*, смена типа седиментации, уменьшение скорости осадконакопления
5	Сихотэ-Алинская ветвь Восточно-Азиатского вулканогенного пояса	Почти повсеместные размывы, смена типа седиментации и вулканизма (кислого — основным и средним), интрузивный гранитоидный магматизм
4	Группа Приханкайских впадин Юго-Западного Приморья	Смена глинисто-алевролитового озерного осадконакопления песчано-галечниковым угленосным, заложение грабенов, начало неогенового осадконакопления
9	*Угловская (Артемо-Таврическая)* впадина Юго-Западного Приморья	*Локальный размыв, смена глинисто-алевритового* озерного типа осадконакопления песчано-глинистым угленосным
	П-ов Корея	
11	Кильчжу-Менчхонская впадина	Свита намсон (олигоценовая базальтоидная толща с линзовидными телами песчаных, глинистых и туфогенных образований) с размывом и несогласием сменяется песчано-галечниковыми и песчано-глинистыми угленосными комплексами нижнего миоцена
	Впадины Притуманганья (Онсон, Хеньен)	В верхней половине верхнеолигоценовой-нижне-среднемиоценовой свиты хвеам отмечается размыв, по которому существенно алевритовые толщи сменяются существенно песчаными
	Япония	
	Внутренняя зона Главного пояса Хонсю, Юго-Западная Япония (Северный Кюсю)	Слабые деформации, смена типа седиментации, морские фации сменяются эстуариевыми и лагунными
	Главный пояс Симанто, Южный Кюсю, Южный Кии, Акаиси, Южный Канто	Слабые деформации
	Осадочные бассейны Главных поясов Хонсю и Хидака (Северо-Восточная Япония)	*Слабая складчатость, несогласие, смена типа* седиментации
	Северо-Восточный Хоккайдо	После длительного перерыва в осадконакоплении, соответствующего времени формирования осадков группы Нисиога, формируются нижнемиоценовые осадки формации Дайсима
13	Осадочные бассейны районов Анита—Ямагата—Нагано	На симатической коре начинается формирование прибрежно-морских вулканогенно-осадочных образований

Таблица 3 (продолжение)

Скважина (см. рис. 67, 68)	Район наблюдения	Описание разреза, геологических событий
	Китай	
89	Угольное месторождение Юньнин	Палеогеновая песчано-галечниковая юнфуйская свита с размывом перекрывается галечниково-песчаной угленосной юньнинской (миоцен)
88	Угольное месторождение Байсэ	Начало осадконакопления (юньнинской песчано-глинистой угленосной свиты) после длительного палеогенового перерыва
34	Восточно-Китайское море	Длительный перерыв в осадконакоплении (с эоцена до миоцена), в миоцене увеличение скорости осадконакопления
35	О-в Тайвань	С размывом и несогласием нижнемиоценовые морские осадочные образования перекрывают нижележащие
36	Южно-Китайское море	Длительный перерыв в осадконакоплении (с эоцена до миоцена), в миоцене увеличение скорости осадконакопления
	Вьетнам	
85	Угольные месторождения На-Зыонг, Кхе-Бо	Олигоценовые осадочные образования с размывом и несогласием перекрываются миоценовыми песчано-глинистыми угленосными
	Лаос	
87	Угольное месторождение Вьен-Цу-Ка	Длительный перерыв в течение неогена, раннего и среднего миоцена
	Таиланд	
92	Северная группа угольных месторождений	Длительный перерыв в осадконакоплении (в течение палеогена и миоцена)
37[1] (292)	Нефтегазоносный бассейн Бондок	Непрерывное осадконакопление; в течение олигоцена и миоцена формировались терригенные прибрежно-морские образования
14а	Сиамский залив	Непрерывное осадконакопление; в олигоцене и миоцене формировались терригенные мелководно-морские осадки
	О-в Калимантан	
	Нефтегазоносный бассейн Саравак (Северный Калимантан)	Непрерывное осадконакопление; в олигоцене и миоцене формировались терригенные мелководно-морские осадки
19	Восточный Калимантан	Непрерывное осадконакопление, увеличение скорости в миоцене
15	Бассейн Барито (Южный Калимантан)	Непрерывное осадконакопление, смена трансгрессивного этапа осадконакопления регрессивным
	О-в Новая Гвинея	
16	Бассейн Салавати (западная часть острова)	Смена типа и увеличение скорости осадконакопления (терригенные прибрежно-морские осадки сменяются карбонатными мелководно-морскими)
17	Бассейн Папуа (восточная часть острова)	Размыв, смена типа и увеличение скорости осадконакопления (рифогенные образования с размывом сменяются терригенно-карбонатными мелководно-морскими)
	О-в Суматра	
39	Угольное месторождение Букит Сунур	После длительного палеогенового перерыва начало неогенового осадконакопления (песчано-глинистых угленосных, затем морских отложений)
	Австралия	
42	Бассейн Бонапарт (Северная Австралия)	Перерыв в осадконакоплении с последующей сменой типа седиментации, увеличением скорости осадконакопления

[1]Совмещение точек на рис. 67, 68; описание дается к точке без скобок.

Таблица 3 (продолжение)

Скважина (см. рис. 67, 68)	Район наблюдения	*Описание разреза,* геологических событий
18а	Бассейн Оновер (*Северо-Западная Австралия*)	Перерыв в осадконакоплении
18	Прогиб Карнарвон (Западная Австралия)	После олигоценового поднятия и перерыва в осадконакоплении в раннем миоцене погружение и накопление пород группы Кейп-Рейндж (в основании белые пески, затем известняки)
20	Бассейн Гиппсленд (Южная Австралия)	Смена типа и уменьшение скорости осадконакопления (позднеолигоценовая трансгрессия с образованием формации Лейкс-Энтранс) сменилась в миоцене регрессией
45	Бассов бассейн (Южная Австралия)	Непрерывное осадконакопление; в позднем олигоцене обширная морская трансгрессия, которая сохранилась и в раннем миоцене
45	Бассейн Марри (*Южная Австралия*)	Непрерывное осадконакопление, в олигоцене *и раннем миоцене накапливались конгломераты*, мергели, биокластические известняки группы Гленелг (фации мелководного моря)
43	Бассейн Юкла (Южная Австралия)	Перерыв в осадконакоплении с последующим (в раннем миоцене) формированием одиночных рифов
	Новая Зеландия	
21,29	Северный и Южный острова	Погружение сменяется подъемом, размывом; миоценовые *отложения несогласно залегают на олигоценах*
46	О-ва Фиджи	Длительный перерыв в осадконакоплении, размыв (*с эоцена до среднего миоцена*)
	Северная Америка, Аляска	
101	Нефтегазоносный бассейн Прадхо-Бей (восточная часть *прогиба Колвилл*)	Непрерывное осадконакопление
101а	Дельта Маккензи	Смена типа седиментации; терригенные прибрежно-морские образования сменяются терригенными континентальными
	Прогиб Колвилл (западная часть)	Длительный перерыв в осадконакоплении (со среднего эоцена до позднего миоцена)
23	Южно-Юконская и Кобук-Куюкукская впадины	Вулканизм кислого состава; до и после — длительный перерыв в осадконакоплении
22	Впадина зал. Кука	Смена типа осадконакопления (континентального грубообломочного прибрежно-морским), увеличение скорости осадконакопления
	Северная Америка (западное побережье)	
24	Калифорния (бассейны Лос-Анджелес; Вентура-Санта-Барбара)	Локальные размывы, увеличение скорости осадконакопления
33	Калифорния (бассейн Сан-Хоакин)	Локальные размывы, увеличение скорости осадконакопления
	Центральная Америка	
26	Бассейны Вера-Крус, Золотой пояс (Мексика)	Уменьшение скорости осадконакопления
26а	Бассейн Теуантепекского перешейка (Мексика)	Смена типа седиментации, увеличение скорости осадконакопления; палеогеновые терригенные прибрежно-морские осадки сменяются неогеновыми терригенными мелководно-морскими
	Южная Америка	
25	Бассейны Фалькон, Маракаибо (Колумбия)	Непрерывное осадконакопление в олигоцене—раннем миоцене
25а	Бассейны Большой Тембладор, Тринидад (Венесуэла)	Размыв, изменение типа и скорости осадконакопления; терригенные мелководно-морские осадки палеогена с размывом перекрываются терригенными прибрежно-морскими породами неогена

Таблица 3 (продолжение)

Скважина (см. рис. 67, 68)	Район наблюдения	Описание разреза, геологических событий
102	Верхняя и Средняя Магдалена (Колумбия)	Размыв, уменьшение скорости осадконакопления
103	Бассейны Талара, Гуаякиль (Эквадор)	Непрерывное (терригенное прибрежно-морское) осадконакопление
104	Бассейны Орьенте Путумайо (Эквадор)	Непрерывное (терригенное континентальное) осадконакопление
105	Бассейн Южный Санта-Крус (Боливия)	Непрерывное, в палеогене и неогене осадконакопление
27	Бассейн Сан-Хорхе (Аргентина)	Непрерывное осадконакопление, смена типа, уменьшение скорости осадконакопления, терригенное прибрежно-морское осадконакопление палеогена сменяется терригенным континентальным неогена
28	Бассейн Санта-Крус—Магелланов (Аргентина, Чили)	Смена типа осадконакопления, палеогеновые, терригенные мелководно-морские осадки сменяются терригенными прибрежно-морскими неогеновыми
	Тихий океан (по скважинам, пробуренным с б/с "Гломар Челленджер")	То же
47	Поднятие Шатского	Перерыв в осадконакоплении; нанопланктонные илы верхнего эоцена перекрываются несогласно верхнемиоценовыми отложениями
38	Абиссальная равнина между зонами разломов Мендосано и Мёррей	Непрерывное палеоген-неогеновое осадконакопление цеолитовых глин
39		То же
55, 56	Каролинское поднятие	Непрерывное осадконакопление нанофораминиферовых илов
57		То же
61		Длительный перерыв в осадконакоплении; меловые радиоляриевые илы с размывом перекрываются неогеновыми (точнее) радиоляриевыми глинами
62	Восточно-Карагинская впадина	Смена типа седиментации, увеличение скорости осадконакопления; олигоценовые нанопланктонные илы сменяются нижнемиоценовым нанопланктонным мелом
63	Восточно-Каролинская впадина	Смена типа седиментации с уменьшением ее скорости; олигоценовый нанопланктонный мел сменяется нанопланктонными илами нижнего миоцена
65	Центрально-Тихоокеанская впадина	Непрерывное осадконакопление, уменьшение скорости осадконакопления
77	Восточная котловина	Непрерывное осадконакопление нанопланктонного мела
80	Западный склон Восточно-Тихоокеанского хребта	Смена типа седиментации. Нижнемиоценовые глинистые нанофораминиферовые илы ложатся на вулканические образования
155, 158	Панамский залив	Длительный перерыв в осадконакоплении
159	Восточная котловина	Увеличение скорости осадконакопления
160		Перерыв в осадконакоплении
161		Уменьшение скорости осадконакопления
162		Перерыв в осадконакоплении
163		То же
164	О-ва Лайн	Перерыв в осадконакоплении, размыв, несогласие, смена типа осадконакопления; олигоценовые радиоляриевые илы перекрываются пелагическими глинами нижнего миоцена
165	Центрально-Тихоокеанская впадина	Перерыв в осадконакоплении; нанопланктонные илы палеогена несогласно перекрываются четвертичными нанофораминиферовыми илами
166		Уменьшение скорости осадконакопления
167	Поднятие Магеллана	Непрерывное осадконакопление нанопланктонных илов с уменьшением его скорости
168	Центрально-Тихоокеанская впадина	?

Таблица 3 (продолжение)

Скважина (см. рис. 67, 68)	Район наблюдения	Описание разреза, геологических событий
169		Перерыв в осадконакоплении (с олигоцена до современного)
170		?
171	Центральная часть океана, поднятие Хорайзон	Непрерывное осадконакопление нанопланктонных илов
173	Западнее мыса Мендосино	Локальный размыв, увеличение скорости осадконакопления
192	Гайот Мейдзи	Смена типа седиментации (мел сменяется "немыми" глинами), уменьшение скорости осадконакопления
194	Абиссальная равнина западнее возвышенности Шатского	Длительный перерыв в осадконакоплении; нижнемеловые известняки с размывом перекрываются верхнемиоценовыми цеолитовыми глинами
199	Гайот Ита-Маи-Таи	То же; окремненные известняки палеоцена с размывом перекрываются среднемиоценовыми песчанистыми глинами
200—202	Гайот Ита-Маи-Таи	После длительного (поздний эоцен—ранний миоцен) перерыва в осадконакоплении начало формирования в раннем миоцене нанофораминиферовых пелагических илов
204	Район островов Фиджи	Возможно непрерывное олигоцен-раннемиоценовое накопление некарбонатных глин
205		Перерыв (в течение раннего миоцена) в осадконакоплении; на олигоценовых карбонатных илах и базальтах с размывом и несогласием залегают средне-верхнемиоценовые карбонатные илы и вулканический пепел
206	Море Фиджи	Размыв, смена типа, увеличение скорости осадконакопления, вулканизм кислый
207	Тасманово море	Непрерывное осадконакопление (с эоцена до среднего миоцена) с пониженной скоростью
208	*Район рифов Бамптон*	*Непрерывное осадконакопление нанофораминиферовых* илов, увеличение его скорости
275	Юго-восточнее южного острова *Новой Зеландии*	Длительный перерыв в осадконакоплении; меловые *образования выходят на дневную поверхность*
277	Впадина Катедрал у западного склона плато Кемпбелл	Длительный перерыв в осадконакоплении; олигоценовые нанопланктонные и фораминиферовые илы с размывом *перекрываются плиоцен-четвертичными фора*миниферовыми илами
278	Южно-Тихоокеанское поднятие	Смена типа седиментации с увеличением его скорости; *нанопланктонный ил олигоцена сменяется нанопланктон*ными илами нижнего миоцена
279	Тасманова котловина	Длительный перерыв в осадконакоплении
282	Южно-Австралийская котловина (восточная окраина)	Перерыв в осадконакоплении, глинистые нанопланктонные илы олигоцена с размывом перекрываются такими же илами нижнего миоцена
283	Центральная глубоководная часть Тасманова моря	Начало осадконакопления после длительного олигоценового перерыва
286	Западнее островов Санта-Крус	Длительный перерыв в осадконакоплении с уменьшением его скорости; плиоценовый карбонатно-радиоляриевый ил с вулканическим пеплом несогласно с размывом ложится на олигоценовые глинистые породы с вулканическим пеплом
287	Коралловое море	Перерыв в осадконакоплении; олигоценовый нанопланктонный ил с размывом перекрывается цеолитовыми глинами
288	Поднятие Онтонг-Джава	Перерыв в осадконакоплении; олигоценовый нанопланктонный мел с размывом перекрывается нижнемиоценовым
289		Увеличение скорости осадконакопления
290	Филиппинская котловина	Смена типа седиментации; олигоценовые глины с нанопланктоном, радиоляриями, цеолитами сменяются глинами пелагическими

Таблица 3 (продолжение)

Скважина (см. рис. 67, 68)	Район наблюдения	Описание разреза, геологических событий
292	Поднятие Бенхэм	Непрерывное осадконакопление нанопланктонных илов с уменьшением его скорости
296	Хребет Палау-Кюсю	Смена типа седиментации, нанопланктонный мел олигоцена сменяется нанофораминиферовыми илами нижнего миоцена
305	Поднятие Шатского	Перерыв в осадконакоплении; олигоценовые нанопланктонные илы с размывом и несогласием перекрываются нижнемиоценовыми нанопланктонными илами
306		Длительный перерыв в осадконакоплении; нанопланктонный мел с кремнями верхнего мела несогласно с размывом перекрывается нанофораминиферовыми илами квартера
308	Гора Коко	Длительный перерыв в осадконакоплении; эоценовые фораминиферовые илы с вулканическим пеплом сменяются четвертичными нанофораминиферовыми илами
310	Поднятие Хесса	Длительный перерыв в осадконакоплении; нанопланктонные илы среднего олигоцена несогласно перекрываются илами среднего миоцена
313	Центрально-Тихоокеанские горы	Смена типа, уменьшение скорости осадконакопления; олигоценовые карбонатные илы сменяются миоценовыми карбонатными радиоляриевыми илами
315	О-ва Лайн	Непрерывное осадконакопление
316	О-ва Лайн	Длительный перерыв в осадконакоплении; нанопланктонный с радиоляриями мел эоцена несогласно с размывом перекрывается нижнемиоценовыми глинистыми нанопланктонными илами
317	Плато Манихики	Непрерывное осадконакопление планктонного мела с последующей в середине раннего миоцена сменой их нанофораминиферовыми илами
319	Плита Наска (между Перуанско-Чилийским желобом и Восточно-Тихоокеанским поднятием)	Смена типа седиментации; на палеогеновые вулканические образования ложатся нанопланктонные илы нижнего миоцена
320		Непрерывное осадконакопление нанофораминиферовых илов с увеличением его скорости
321		Смена типа седиментации; нанопланктонные илы олигоцена сменяются диатомово-радиоляриевыми илами
430	Гора Юдзин	Длительный перерыв в осадконакоплении, известковистые илы верхнего эоцена с размывом перекрываются пелагическими илами квартера
232	Гора Нинтоку	Длительный перерыв в осадконакоплении; нижнеэоценовые полимиктовые пески с размывом перекрываются пелагическими фораминиферовыми илами квартера
433	Гора Суйко	Длительный перерыв в осадконакоплении; эоценовые оолитовые слабосцементированные пески несогласно перекрываются нанофораминиферовыми илами миоцена
445	Хребет Даито	Смена типа седиментации; нанопланктонный мел олигоцена сменяется радиоляриевыми и нанопланктонными илами нижнего миоцена
446	Впадина Даито	Непрерывное осадконакопление
447	Филиппинская котловина	То же
448	Хребет Палау-Кюсю	Смена типа седиментации, нанопланктонный мел олигоцена сменяется нанопланктонными илами нижнего миоцена
458	Марианская островная дуга	Непрерывное осадконакопление
459		То же
462	Впадина Науру	Смена типа, уменьшение скорости осадконакопления; нанопланктонный мел олигоцена сменяется нанопланктонными и нанофораминиферовыми илами нижнего миоцена

Таблица 3 (окончание)

Скважина (см. рис. 67, 68)	Район наблюдения	Описание разреза, геологических событий
463	Центрально-Тихоокеанские горы	Длительный перерыв в осадконакоплении (в позднем олигоцене—раннем и среднем миоцене)
465	Поднятие Хесса	Длительный перерыв в осадконакоплении; эоценовые и олигоценовые нанопланктонные илы с размывом и несогласием перекрываются плиоценовыми нанопланктонными илами
466		То же

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ НА СЕВЕРЕ ТИХОГО ОКЕАНА

Характер перехода, взаимоотношение породных комплексов на рубеже палеогена и неогена в осадочных бассейнах акватории Тихого океана весьма разнообразны (рис. 54, см. табл. 3). Рубеж характеризуется постепенными переходами с увеличением или уменьшением мощности (скорости осадконакопления) нижнемиоценовых отложений по сравнению с олигоценовыми, сменой типа седиментации, локальными и повсеместными размывами без несогласий и с несогласиями, сменой длительного преднеогенового перерыва осадконакоплением или, наоборот, преднеогенового осадконакопления длительным перерывом.

Широко распространены зоны тихоокеанской акватории, в пределах которых на рубеж палеогена и неогена приходится перерыв в осадконакоплении длительностью от подотдела до всего палеогена (или неогена), а нередко от позднего мезозоя до современного периода. Длительный перерыв в осадконакоплении фиксируется в районе горы Суйко (скв. 433) — $\frac{N_1}{P_2^1}$ горы Нинтоку (скв. 432) — $\frac{Q}{P_2}$; горы Одзин (скв. 430) — $\frac{Q}{P_3}$; горы Коко (скв. 308) — $\frac{Q}{P_2}$; поднятия Хесса (скв. 310, 465, 466) — соответственно $\frac{N_2}{P_3}$; $\frac{N_2}{P_3}$; $\frac{N_1^2}{P}$, поднятия Шатского (скв. 47, 305, 306) — соответственно $\frac{N_1^3}{P}$; $\frac{N_1^1}{P}$; $\frac{Q}{K_2}$; на абиссальной равнине западнее поднятия Шатского (скв. 194) — $\frac{N_1^3}{K_2}$; в зоне Центрально-Тихоокеанских гор (скв. 463) — $\frac{N_1^3}{P}$ и Центрально-Тихоокеанской впадины (скв. 169) — $\frac{Q}{P_3}$; в Восточной котловине, на островах Лайн, Фиджи, Новой Зеландии (скв. 46, 162—164, 204, 275, 279); в Восточно-Китайском, Южно-Китайском, Коралловом окраинных морях (скв. 34, 36, 287), на востоке океана, в зоне Панамского залива (скв. 155, 158) (см. рис. 54). Иногда на фоне длительного (в течение палеогена и неогена) перерыва в осадконакоплении на рубеже палеогена и неогена происходит активизация вулканизма (Южно-Юконская и Кобук-Куюкукская впадины на Аляске). В скв. 161, 166, 167 (в центральной части Тихого океана), 286 (у островов Фиджи), а также в многочисленных районах континентов, обрамляющих океан: на Востоке СССР (скв. 2, 3, 8—10, 12, 30, 32), на юге Австралии (скв. 20), на северо-западе и юге Южноамериканского континента (скв. 102, 27) по неогеновому разрезу отмечается уменьшение скорости осадконакопления (в сравнении с поздним палеогеном), обусловившее смену типа седиментации. Неогеновые породы здесь сменяют палеогеновые, в основном без видимого размыва и несогласия.

Нередко в акватории Тихого океана и обрамляющих его континентах отмечаются зоны, в пределах которых не наблюдается каких-либо существенных изменений в акватории (скв. 44, 65, 77, 200, 207, 288, 315, 446, на континентах —

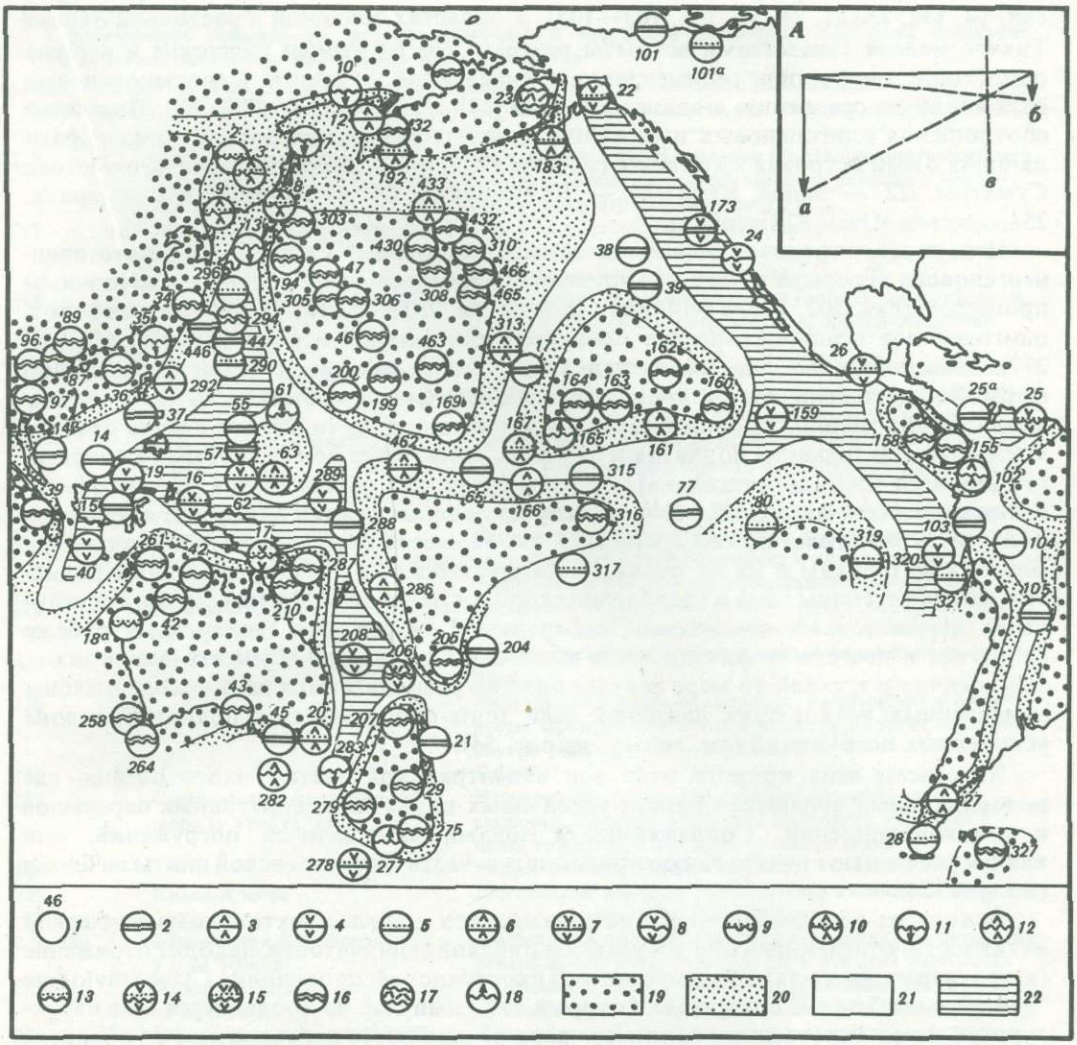


Рис. 54. Схема форм проявления импульсов тектоно-магматической активности в Тихоокеанском регионе на рубеже палеогена и неогена

1 — места разрезов на континентах и номера скважин, пробуренных в Тихом океане с корабля "Гломар Челленджер"; *2* — разрезы, в зоне которых импульс тектоно-магматической активности не проявился (непрерывное осадконакопление); *3—17* — проявление различных форм импульсов тектоно-магматической активности: *3, 4* — уменьшение (*3*) и увеличение (*4*) скоростей погружения (осадконакопления) в области осадочных бассейнов (в миоцене относительно олигоцена), *5* — смена типа седиментации; *6, 7* — уменьшение (*6*) и увеличение (*7*) скорости осадконакопления с одновременным изменением типа седиментации; *8—10* — локальные размывы: *8* — с увеличением скорости осадконакопления, *9* — со сменой типа седиментации, *10* — со сменой типа седиментации и уменьшением скорости осадконакопления; *11* — начало (в раннем миоцене) осадконакопления, после длительного (в палеогене) перерыва; *12—14* — повсеместный размыв: *12* — с уменьшением скорости осадконакопления, *13* — со сменой типа седиментации, *14* — со сменой типа седиментации и увеличением скорости осадконакопления; *15* — то же, плюс вулканизм; *16* — длительный перерыв в осадконакоплении; *17* — вулканизм на фоне длительного перерыва в палеогене и неогене; *18* — начало длительных поднятий; *19* — области длительного перерыва в осадконакоплении; *20* — области замедленных в миоцене (по сравнению с олигоценом) скоростей осадконакопления; *21* — области нейтральные (переходные), в которых не фиксируются импульсы тектоно-магматической активности; *22* — области увеличенных в миоцене (по сравнению с олигоценом) скоростей осадконакопления. Вставка А — кинематическая модель формирования зон различной активности: *а* — вектор ускоренного погружения; *б* — вектор замедленного погружения; *в* — ось стабильного состояния скорости погружения области осадконакопления

скв. 14, 14а, 15. 21, 25, 37, 101, 103—105). В областях западной и восточной окраин Тихого океана скважинами вскрыты разрезы, где на рубеже палеогена и неогена происходит смена типа седиментации и увеличение мощности нижнемиоценовых отложений по сравнению с олигоценовыми (скв. 173, 206, 208, 278, 289). Подобные соотношения олигоценовых и нижнемиоценовых отложений отмечены на обрамляющих океан островах и континентах (скв. 16, 17 — на северо-западе и юго-востоке Суматры, 22 — залив Кука, 24 — Калифорния, 26 — Центральная Америка, 25а — север Южной Америки).

И наконец, нередко отмечаются области, в которых после длительного преднеогенового перерыва в осадконакоплении неогеновый этап начинается осадочным процессом (скв. 202, 283, в районах суши — скв. 7, 10, 13, 18, 35, 39) или, наоборот, олигоценовое осадконакопление сменяется длительным перерывом (скв. 61, 165, 277). Кажущееся на первый взгляд хаотическим размещение зон с различной формой и интенсивностью проявления геологических событий, на наш взгляд, вполне закономерно, взаимосвязанно. В центральной части Тихого океана отмечаются зоны длительного поднятия и размыва, сложенные донеогеновыми породами (от верхнего мела до олигоцена). По периферии они обрамляются зонами замедленных в неогене движений, где более глубоководные осадки олигоцена сменяются более мелководными нижнего миоцена, уменьшается скорость осадконакопления. Ближе к материкам и на их окраинах намечаются зоны кратковременных поднятий, размыва, смены типа и увеличения скорости осадконакопления. Между описанными двумя зонами отмечается "нейтральная", в пределах которой на рубеже палеогена и неогена не фиксируются какие-либо изменения. Существование таких зон логично и в какой-то мере неизбежно. Они располагаются на переходе от зоны замедленных нисходящих движений (или зоны относительных поднятий) к зоне ускоренных погружений (см. врезку на рис. 54).

Не совсем ясна природа этих зон в центральной части Тихого океана, где подавляющими являются области устойчивых поднятий и длительных перерывов в осадконакоплении. Сопряженные с зонами замедленных погружений, они как бы расчленяют центральную приподнятую часть Тихоокеанской плиты на блоки (см. рис. 54).

Исходя из изложенного, можно сказать, что импульс тектоно-магматической активности, отвечающей савской фазе альпийской складчатости, находит отражение (в различных формах) повсеместно в Тихоокеанской провинции. Существующие "нейтральные" зоны, в пределах которых этот импульс не проявляется ни в структурном, ни в вещественном характере разреза, являются переходными от областей относительного воздымания (или замедленного погружения) к областям относительного (ускоренного) погружения.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ В ИНДИЙСКОМ ОКЕАНЕ

Анализ геологических событий в зоне Индийского океана проведен по данным скважин, пробуренных с б/с "Гломар Челленджер", и по разрезам осадочных бассейнов континентов и островов (рис. 55, см. вкл.; табл. 4). Здесь в соотношении палеогена и неогена важны преимущественно длительные перерывы в осадконакоплении (скв. 231, 240, 243, 251 у Африканского континента, 258, 261, 264 — в восточной и южной частях Индийского океана). Широко развиты зоны замедленного (в неогене по сравнению с палеогеном) погружения, уменьшения мощностей осадочных толщ (скв. 216, 217, 220, 221, 223 на севере Индийского океана, 236, 242 — в западной части океана, 214, 238, 253, 267 — в центральной и южной его частях). Изредка рубеж палеогена и неогена проходит внутри однородной толщи осадков (скв. 224, 237, 254), иногда со слабовыраженной сменой типа седиментации (скв. 206, 219, 234, 239). Практически отсутствуют осадочные бассейны (или их участки), где бы отмечалось увеличение мощностей нижнего миоцена по сравнению с олигоценовым (скв. 241).

Таблица 4

Геологические события на рубеже палеогена и неогена в осадочных бассейнах акватории Индийского океана и обрамляющих его континентов

Скважина	Район наблюдения	Описание разреза, геологических событий
212	Южная часть впадины Уортона	Перерыв в осадконакоплении (?). Нанопланктонный мел среднего эоцена и среднего миоцена разделяет 30-метровая пачка бурых глин, немых
213	Западная часть впадины Уортона	Перерыв в осадконакоплении. Осадки среднего эоцена несогласно перекрыты бурыми глинами с радиоляриями и диатомеями среднего миоцена
214	Восточно-Индийский хребет (осевая часть)	Непрерывное осадконакопление (илы нанопланктонные, фораминиферовые), уменьшение скорости осадконакопления
215	Центрально-Индийская впадина (восточная часть)	Длительный перерыв в осадконакоплении. Эоценовые нанопланктонные илы с размывом перекрываются верхнемиоценовыми диатомово-радиоляриевыми илами
216	Восточно-Индийский хребет	Непрерывное осадконакопление. Смена типа седиментации, уменьшение скорости осадконакопления. Олигоценовый нанопланктонный мел сменяется нижнемиоценовым нанопланктонным и фораминиферовыми илами
217	Бенгальский залив (север Восточно-Индийского хребта)	Непрерывное осадконакопление, уменьшение скорости осадконакопления. В олигоцене и нижнем миоцене непрерывное накопление нанопланктонного мела
219	Юго-восток Аравийского моря (осевая часть Чагос-Лахнадиевского хребта)	Перерыв в осадконакоплении, смена типа седиментации. Олигоценовый нанопланктонный мел с размывом перекрывается нижнемиоценовыми фораминиферовыми илами
220		Непрерывное осадконакопление. Уменьшение его скорости. Граница олигоцена и нижнего миоцена проходит внутри пачки бурых некарбонатных глин
221		То же
223	Северо-запад Аравийского моря (у хребта Оуен)	Непрерывное осадконакопление с уменьшением его скорости. Граница олигоцена и миоцена проходит в пачке глинистого нанолпанктонного мела
224		Непрерывное осадконакопление
226	Красное море	Длительный перерыв. На базальтах океанической коры залегают четвертичные отложения
229, 230	Юго-восток Красного моря у о-ва Зебаир	Длительный перерыв в осадконакоплении. На базальтах океанической коры залегают четвертичные отложения
231	Аденский залив к югу от хребта Шеба	Длительный перерыв в осадконакоплении. На базальтах залегают среднемиоценовые нанопланктонные илы
234	Северо-запад Сомалийской впадины	Непрерывное осадконакопление, смена типа седиментации. Олигоценовые глинистые нанопланктонные илы сменяются нижнемиоценовыми бурыми некарбонатными глинами
236	Восток Сомалийской впадины (абиссальная равнина между Сейшельской банкой и хребтом Карлсберг)	Непрерывное осадконакопление с уменьшением его скорости. Рубеж проходит в пачке бурых некарбонатных глин с нанопланктоном
237	Маскаренское плато	Непрерывное осадконакопление. Рубеж проходит в пачке нанофораминиферовых илов
238	Западная окраина Центрально-Индийской впадины (южное окончание плато о-ва Чагос)	Непрерывное осадоконакопление с уменьшением его скорости, смена типа седиментации. Олигоценовые нанопланктонные глинистые илы сменяются фораминиферовыми
239	Маскаренская впадина (южная часть)	Непрерывное осадконакопление, смена типа седиментации (олигоценовые бурые глины некарбонатные сменяются нижнемиоценовыми алевритовыми глинами)
240	Сомалийская впадина (центральная часть)	Длительный перерыв в осадконакоплении. На палеоцен-эоценовые нанопланктонные алевриты с размывом ложатся алевритовые глины с радиоляриями
241	Сомалийская впадина (западная часть)	Непрерывное осадконакопление, увеличение скорости осадконакопления. Олигоценовые нанопланктонные илы сменяются глинистыми нанопланктонными илами миоцена

Таблица 4 (продолжение)

Скважина	Район наблюдения	Описание разреза, геологических событий
242	Хребет Деви	Непрерывное осадконакопление, уменьшение его скорости. Олигоценовый нанопланктонный мел глинистый согласно сменяется нанопланктонным мелом миоцена
243—244		Длительный перерыв в осадконакоплении. На базальтах океанической коры залегают четвертичные отложения
245	Мадагаскарская впадина (южная часть)	Длительный перерыв в осадконакоплении. Эоценовые бурые глины с нанопланктоном с размывом перекрываются миоценовыми бурыми некарбонатными глинами
246—247	Мадагаскарский хребет (осевая часть)	Перерыв в осадконакоплении. Эоцен-олигоценовые пески, включающие органогенно-обломочный материал, с размывом перекрываются известняками песчанистыми
248	Мозамбикская впадина (*северо-западная краевая часть*)	Длительный перерыв в осадконакоплении. Алевритовые бурые глины эоцена с размывом перекрываются миоценовыми
249	Мозамбикский хребет (осевая часть)	Длительный перерыв. Средний миоцен (нанофораминиферовые илы) с размывом залегает на маастрихте (глинистый нанопланктонный мел)
250	Мозамбикская впадина (центральная часть)	После длительного перерыва в осадконакоплении (с верхнего мела) накопление нижнемиоценовых бурых *алевритовых глин*
251	Впадина Крозе	Длительный перерыв в осадконакоплении. Базальты согласно сменяются нижнемиоценовыми тонкозернистыми известняками
253	Восточно-Индийский хребет	Непрерывное осадконакопление, уменьшение скорости осадконакопления. В олигоцене и нижнем миоцене накопление нанофораминиферовых илов
254	Южное окончание хребта Восточно-Индийский	Непрерывное осадконакопление. В олигоцене и нижнем миоцене накопление нанофораминиферовых илов
255	Западная часть хребта Броукен-ридж	Длительный перерыв в осадконакоплении. На эоценовый нанопланктонный мел с размывом ложатся нанофораминиферовые илы
258	Плато Натуралистов	Длительный перерыв в осадконакоплении. На известняках сантона с глубоким размывом залегают верхнемиоценовые нанопланктонные илы
261	Абиссальная равнина Арго	Длительный перерыв в осадконакоплении. Бурые глины верхнего мела с размывом перекрыты верхнемиоценовыми—плиоценовыми глинами
263	Абиссальная равнина Кювье	Длительный перерыв в осадконакоплении. Палеоценовые глины с нанопланктоном с размывом перекрываются нанофораминиферовыми илами плиоцена
264	Южная окраина плато Натуралистов	
265	У Юго-Восточного Индийского *срединного хребта*	Длительный перерыв в осадконакоплении. На базальтах *залегают илы глинистые нанопланктонные, диатомовые* среднего и верхнего миоцена
266	Южный склон Юго-Восточного Индийского срединного хребта	Непрерывное осадконакопление, возможна смена типа седиментации. Олигоценовый нанопланктонный мел сменяется нижнемиоценовыми бурыми некарбонатными глинами
267		Непрерывное осадконакопление с уменьшением его скорости и сменой типа. Олигоценовые бурые глины с нанопланктоном сменяются глинами алевритовыми с диатомеями
268	У подножия континентального склона Антарктиды	Непрерывное осадконакопление с уменьшением его скорости. Рубеж проходит в толще алевритовых глин, окремненных
269		То же
	Азия	
78	Бангладеш	Увеличение скорости осадконакопления в нижнем миоцене в сравнении с олигоценом

Таблица 5 (окончание)

Скважина	Район наблюдения	Описание разреза, геологических событий
76	Западные Гималаи	Длительный (в течение раннего миоцена) перерыв в осадконакоплении. Среднемиоценовые осадочные образования с размывом и несогласием перекрывают олигоценовые
73	Таджикистан	Локальные размывы, увеличение скорости осадконакопления
83	Бирма	Длительный перерыв в осадконакоплении. Несогласное с размывом налегание плиоценовых образований на нижнеолигоценовые
84	Провинция Ассам (Индия)	Перерыв в осадконакоплении в течение аквитана. На хатском ярусе несогласно с размывом залегают "угольные" конгломераты бурдигала
	Африка	
96	Бассейн Веби-Шебели	Перерыв в осадконакоплении
97	Бассейн Тана	После длительного перерыва в осадконакоплении начало осадконакопления
98	Танзанийский бассейн	Смена типа седиментации
99	Мозамбикский бассейн	Начало осадконакопления после длительного перерыва
100	Мадагаскарский бассейн	То же

На восточном побережье Африканского континента и на Мадагаскаре (скв. 97, 99, 100) рассматриваемый рубеж проявляется активизацией нисходящих движений, началом осадконакопления после длительного преднеогенового перерыва. Сомали-Мозамбикский прогиб на восточной окраине континента развивался весьма дифференцированно. В его Танзанийской зоне и зоне Веби Шебели олигоцен сменяется миоценом постепенно, без видимого размыва и несогласия. В первом из них размыв и несогласие фиксируются в середине нижнего миоцена. В Мозамбикской и Мадагаскарской зонах после олигоценового перерыва формируются морские миоценовые образования. В зоне Тана после палеогенового перерыва также началось миоценовое осадконакопление. На азиатском континенте севернее Индийского океана в угленосной провинции Ассама миоценовые угленосные отложения бурдигала несогласно с "угольными конгломератами" в основании (рубанский горизонт) ложатся на олигоценовые угленосные отложения хатского яруса [Матвеев, 1966].

Перерыв в осадконакоплении после олигоцена последовал в западных Гималаях. Среднемиоценовые осадочные образования здесь с размывом и несогласием сменяют олигоценовые.

Локальные размывы и увеличение скоростей осадконакопления фиксируются в осадочных бассейнах Таджикистана, увеличение скорости осадконакопления отмечается в бассейнах на территории Бангладеш. Длительное поднятие и перерыв в осадконакоплении испытывает в палеогене и миоцене территория Индокитая (см. табл. 4).

Таким образом, на рубеже палеогена и неогена акватория Индийского океана представляла собой приподнятую слабо дифференцированную плиту, в которой имелись осадочные бассейны с замедленным в раннем миоцене (по сравнению с олигоценом) погружением. Лишь на западе, на стыке его с Африканским континентом и на побережье последнего активизируются нисходящие движения.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ В АТЛАНТИЧЕСКОМ ОКЕАНЕ

Геологические события на рубеже палеогена и неогена в осадочных бассейнах акватории Атлантического океана и обрамляющих его континентов характеризуются: длительным перерывом в осадконакоплении (скв. 19—21, 86, 117, 327, 350, 359, 545), сменой палеогенового осадконакопления длительным перерывом (скв. 144, 336, 343, 349, 361, 384, 387), сменой типа осадконакопления (скв. 10, 11, 114, 342, 368), замедлением его скорости (скв. 17, 345, 358, 362, 366, 369, 523) (см. рис. 55, табл. 5). Лишь изредка (в Мексиканском заливе и Карибском море, на стыке с Американским континентом) отмечается активизация нисходящих движений, увеличение скорости осадконакопления нижнемиоценовых отложений по сравнению с олигоценовыми (скв. 18, 106, 146, 151, 338, 354, 355), в осадочных бассейнах на востоке океана (у Африканского континента) — непрерывное осадконакопление (скв. 360, 363, 364, 370, 550).

Размыв и несогласие фиксируются на рубеже олигоцена и нижнего миоцена в Исландии (скв. 49). По скв. 552, 553, 555, пробуренным в 81-м рейсе б/с "Гломар Челленджер" на плато Роколл и его юго-западном склоне, устанавливается перерыв в осадконакоплении с середины раннего эоцена до середины миоцена. Аналогичный перерыв (до плиоцена) устанавливается в бассейнах Великобритании [Гладенков, 1978]. По скв. 548—551 в зоне континентального склона Западно-Европейской котловины в районе Бискайского залива на рубеже палеогена и неогена устанавливается перерыв в осадконакоплении. В зоне изобаты 4000 м склона (скв. 550, 551) неогеновые отложения с размывом перекрывают палеогеновые, а выше по склону в зоне изобаты 2000 м (скв. 548, 549) — меловые. По скв. 545, 547 на шельфе Северо-Западной Африки на рубеже палеогена и неогена устанавливается смена типа седиментации. Карбонатные и глинистые образования эоцена с горизонтами, обогащенными обломочным материалом, в неогене сменяются преимущественно биогенными карбонатными отложениями, плащом перекрывающими все нижележащие отложения.

Таблица 5

Геологические события на рубеже палеогена и неогена в осадочных бассейнах акватории Атлантического океана и обрамляющих его континентов

Скважина	Район наблюдения	Описание разреза, геологических событий
2	Юго-западная окраина Мексиканского залива	После длительного перерыва в осадконакоплении (*в палеогене*) *в миоцене накопление континентальных илов*
10	Северо-Американская котловина (восточная ее часть)	Смена типа седиментации. Олигоценовый нанопланктонный мел сменяется некарбонатными глинами миоцена
11	Северо-Американская котловина (у северо-западного склона Северо-Атлантического хребта)	Смена типа седиментации (возможно). Палеогеновые вулканогенные образования сменяются нанофораминиферовыми илами миоцена
17	Восточный склон Южно-Американского хребта в зоне южной части Ангольской котловины	Непрерывное осадконакопление нанопланктонных илов, возможно, с уменьшением скорости
18		Непрерывное осадконакопление фораминиферовых илов с увеличением скорости
19	Западный склон Южно-Атлантического хребта в зоне южной части Бразильской котловины	Длительный перерыв в осадконакоплении. Олигоценовый глинистый известняк с размывом перекрывается четвертичными цеолитовыми глинами
20	Южная окраина Бразильской котловины	Длительный перерыв в осадконакоплении. Олигоценовый нанопланктонный мел с размывом перекрывается *плиоцен-четвертичными цеолитовыми глинами*
21		Длительный перерыв в осадконакоплении. Эоценовый нанопланктонный мел с размывом перекрывается нанофораминиферовыми илами плиоцена—квартера

Таблица 5 (продолжение)

Скважина	Район наблюдения	Описание разреза, геологических событий
86	Западная окраина Мексиканского залива	Длительный перерыв в осадконакоплении. Олигоценовый нанофораминиферовый мел с размывом перекрывается глинистыми нанопланктонными илами плиоцена
94	Мексикаский залив к западу от Больших Антильских островов	Непрерывное осадконакопление нанофораминиферовых илов
105	Северо-западная окраина Саргассова моря	Скорее всего, непрерывное осадконакопление некарбонатных глин, местами цеолитовых
106	Бассейн Галф Кост (США)	Смена типа седиментации, увеличение скорости ее. Терригенные мелководно-морские осадки палеогена сменяются терригенными прибрежно-морскими и континентальными образованиями
114	Южная окраина хребта Рейкьянес	Смена типа седиментации. Олигоценовые вулканогенные образования сменяются песками с глауконитом нижнего миоцена
117	Западный склон плато Роколл	Вероятно, непрерывное осадконакопление нанопланктонного мела
136	Канарская котловина в зоне о-ва Мадейра	Начало осадконакопления после палеогенового перерыва. На верхнемеловые алевритовые глины с размывом налегают некарбонатные глины нижнего миоцена
144	Гвианская котловина (восточнее о-ва Тринидад)	Длительный перерыв в осадконакоплении. На поверхность дна океана выходят нанофораминиферовые илы олигоцена
146—149	Карибское море (южнее о-ва Сан-Хуан)	Смена типа седиментации, увеличение скорости осадконакопления. Олигоценовый нанофораминиферовый мел сменяется глинистыми нанофораминиферовыми илами миоцена
151	Карибское море (северо-западнее мыса Гальвинас)	Смена типа седиментации с увеличением скорости осадконакопления. Олигоценовый нанопланктонный глинистый мел сменяется миоценовым нанофораминиферовым
153	Карибское море (севернее мыса Гальвинас)	Непрерывное осадконакопление с уменьшением его скорости и последующей сменой типа. Олигоценовый глинистый нанопланктонный мел в нижней части середины нижнего миоцена сменяется нанопланктонным
336	Феррарское поднятие	Длительный перерыв в осадконакоплении. Олигоценовые аргиллиты с размывом перекрываются плиоценовыми песками
338	Норвежское море (восточная окраина)	Непрерывное осадконакопление с незначительным увеличением скорости осадконакопления радиоляриевых илов
342	Норвежское море	Смена типа седиментации. Вулканические породы олигоцена сменяются глинистыми радиоляриевыми илами
343		Длительный перерыв в осадконакоплении. Среднеэоценовые глинистые диатомовые илы с размывом перекрываются бурыми и серыми некарбонатными и слабокарбонатными глинами плиоцена
345		Смена типа седиментации, резкое уменьшение скорости осадконакопления. Олигоценовые алевритовые глины сменяются глинами некарбонатными
348	Норвежское море (севернее о-ва Исландия)	Непрерывное осадконакопление с увеличением его скорости. Преимущественно песчанистые и алевритовые глины олигоцена постепенно сменяются преимущественно глинистой толщей нижнего миоцена
349	Норвежское море	Длительный перерыв в осадконакоплении. Эоцен-олигоценовые некарбонатные глины с размывом перекрываются песчанистыми глинами квартера
350		Длительный перерыв в осадконакоплении. Эоценовые аргиллиты с размывом перекрываются среднемиоценовыми песчанистыми глинами
354	Гвианская котловина	Непрерывное осадконакопление наноформиниферового мела с увеличением его скорости

Таблица 5 (окончание)

Скважина	Район наблюдения	Описание разреза, геологических событий
355	Бразильская котловина (западный склон)	Непрерывное осадконакопление некарбонатных глин с увеличением его скорости
356	Возвышенность Риу-Гранди (северо-западный ее склон)	Начало осадконакопления после верхнеэоценового—олигоценового перерыва. Нижнемиоценовый нанофораминиферовый мел с размывом перекрывает нанопланктонные и фораминиферовые илы среднего эоцена
358	Аргентинская котловина (северо-восточная часть)	Непрерывное осадконакопление некарбонатных глин с диатомеями и радиоляриями, с уменьшением его скорости
359	Южно-Атлантический хребет *(восточный склон)*	Длительный перерыв в осадконакоплении. Верхнеэоценовые *нанопланктонные илы с размывом перекрываются* среднемиоценовыми—плиоценовыми нанофораминиферовыми илами
360	Котловина Агульяс (северо-западная ее часть)	Непрерывное осадконакопление нанопланктонного мела
361	Канская котловина (южная окраина)	Длительный перерыв в осадконакоплении. На поверхность дна океана выходят верхнеэоценовые некарбонатные глины с нанопланктоном
362	Хребет Китовый (северо-западный склон)	Непрерывное осадконакопление нанопланктонного мела с уменьшением скорости
363	Ангольская котловина	Непрерывное осадконакопление нанофораминиферовых илов
364	Ангольская котловина	По-видимому, непрерывное осадконакопление
366	Северо-Атлантический хребет (южное окончание)	Уменьшение скорости осадконакопления нанопланктонных илов некарбонатных глин
368	Севернее островов Зеленого мыса	Смена типа седиментации. Палеогеновые алевритовые глины сменяются нижнемиоценовыми нанопланктонными илами
369	Канарская котловина (южнее Канарских островов)	Непрерывное осадконакопление глинистых нанопланктонных илов с диатомеями и радиоляриями, уменьшение его скорости
370	Канарская котловина (севернее Канарских островов)	Непрерывное осадконакопление. Рубеж олигоцена и миоцена проходит в пределах песчанистых глин
384	Северо-Американская котловина (северная окраина)	Длительный перерыв в осадконакоплении. На поверхность дна выходят палеогеновые образования
387	Северо-Амерканская котловина (в зоне поднятия Бермудских островов)	То же
523	Ангольская котловина (южная часть)	Смена типа седиментации, уменьшение скорости осадконакопления. Нанопланктонные илы сменяются глинами
545, 547	Шельф Северо-Западной Африки	Смена типа седиментации. Карбонатные и глинистые образования эоцена с горизонтами, обогащенными *обломочными материалом, сменяются неогеновыми* преимущественно биогенными карбонатными отложениями
548, 549	Западно-Европейская котловина, континентальный склон в районе Бискайского залива (в зоне изобаты 2000 м)	Длительный перерыв в осадконакоплении. Нижненеогеновые осадки с размывом и несогласием перекрывают меловые
550, 551	Там же (в зоне изобаты 4000 м)	Перерыв в осадконакоплении. Нижнемиоценовые отложения с размывом перекрывают палеогеновые
552, 553, 555	Плато Роколл и его юго-западный склон	Длительный перерыв (с раннего эоцена до среднего миоцена) в осадконакоплении
49	Исландия	Перерыв в осадконакоплении
	Африка	
93	Бассейн Мзаб-Радамес (Северо-Западная Ливия, Южный Тунис)	Длительный перерыв в осадконакоплении (с палеоцена до четвертичного периода)
95	Восточно-Ливийский бассейн (северные районы АРЕ)	Перерыв в осадконакоплении. Формация Могра (миоцен) с размывом и несогласием перекрывает нижележащие песчано-галечниковые образования и базальты олигоцена

Таблица 6

Геологические события на рубеже палеогена и неогена в осадочных бассейнах Евразиатских стран Средиземноморской зоны и Африки

Скважина	Район	Описание разреза, геологических событий
	Евразия	
51	Нижне-Рейнский буроугольный район (ФРГ)	Смена типа осадконакопления: морские и прибрежно-морские олигоценовые образования сменяются пресноводными континентальными, угленосными миоценовыми
52	Магдебургский, Тюринго-Саксонский, Восточный угленосные районы (ГДР)	Перерыв в осадконакоплении в позднем олигоцене—раннем миоцене
54	Северный угленосный район (ГДР)	Смена типа седиментации: септариевые глины олигоцена сменяются песчано-глинистыми угленосными образованиями миоцена
53	Северо-Восточный буроугольный бассейн (районы: Ноград, Озд и Боршод Венгрии)	Перерыв в осадконакоплении, размыв, складчатость. Нижнемиоценовые угленосные отложения с размывом и несогласием перекрывают олигоценовые, относимые к фундаменту бассейна
57	Петрошанский бассейн (Румыния)	Непрерывное осадконакопление
58	Бассейн Команешти (Румыния)	Длительный перерыв в осадконакоплении. Верхнемиоценовый комплекс пород ложится с размывом и несогласием на палеогеновый
64	Марицкий и Софийский бассейны (Болгария)	Длительный перерыв в осадконакоплении. Плиоценовые комплексы ложатся с размывом и несогласием на
60	Коссовский бассейн (Югославия)	палеоценовые и мезозойские образования
56	Ибарский, Сараево-Зеницкий, Косубарский бассейны (Югославия)	Перерыв в осадконакоплении, размыв, складчатость. На разновозрастном основании — от верхнего олигоцена до палеозоя — несогласно с размывом залегают
61	Буроугольное месторождение Маория-Дрекова (Албания)	нижнемиоценовые угленосные образования
66	Юго-Восточный район, буроугольное месторождение Мокра (Албания)	Смена типа седиментации
68	Южный район, месторождение угля Мемальяй-Люфтиния (Албания)	Смена типа осадконакопления. Эоцен-олигоценовый флиш сменяется нижнемиоценовыми алеврито-песчаными мергелями
55	Провинция Тосканы (Италия)	Длительный перерыв в осадконакопления. Эоценовые образования с размывом и несогласием перекрываются морскими отложениями среднего миоцена
67	Угольное месторождение Магалополис (Греция)	Длительный перерыв в осадконакоплении. Плиоценовые угленосные образования с размывом и несогласием перекрывают разновозрстные — от мезозойских до палеоценовых — образования
70	Анатолийский буроугольный бассейн (Турция)	Перерыв в осадконакоплении, размыв, складчатость, смена типа седиментации. Нижнемиоценовые континентальные образования несогласно с размывом перекрывают морские палеогеновые и более ранние (до палеозойских) образования

В осадочных бассейнах на территории ФРГ (см. рис. 55, табл. 6) (Нижне-Рейнский, Нижне- и Верхне-Гессенский буроугольные районы, Верхняя Бавария) на рубеже палеогена и неогена трансгрессивный цикл сменился регрессивным, замедлилась скорость осадконакопления, морские осадки олигоцена сменились континентальными угленосными. В раннем миоцене закладывается Верхне-Силезский бассейн и внутриконтинентальные бассейны Польской низменности, в которых формируются неогеновые континентальные угленосные отложения (см. табл. 6). К этому же времени относится заложение Мостецкого и Соколовского

односторонних грабенов Чехословакии, Косубарского и Ибарского бассейнов в Югославии, Маория-Дрекова в Албании, заполненных угленосными отложениями [*Матвеев, 1966*].

В бассейнах ГДР (Магдебургский, Тюринго-Саксонский, Нижний Лаузитц Восточного угленосного района) на рубеже олигоцена и миоцена происходит поднятие, отступание моря. Морские осадки сменяются озерно-аллювиальными угленосными, слюдистые штеттинские пески, септариевые глины олигоцена сменяются буроугольной формацией миоцена [Pietsch, 1962; Wagenbreth, 1958].

В угленосных районах Венгрии — Ноград, Озд и Боршод Северо-Восточного неогенового угленосного бассейна — неогеновые угленосные отложения залегают с резким несогласием на глубоко размытой поверхности нижележащих отложений (в том числе и олигоценовых).

В течение всего или почти всего палеогена и миоцена отмечаются перерывы в осадконакоплении в Софийском и Марицком бассейнах Болгарии, Коссовском бассейне Югославии, Мегалополис — Греции. На рубеже верхнего олигоцена и нижнего миоцена перерыв и несогласие отмечаются в Сараево-Зеницком бассейне Югославии.

В центральном угленосном районе Албании миоценовые отложения постепенно сменяют олигоценовые, но на рубеже аквитана и бурдигала, бурдигала и гельвета фиксируются размывы без несогласия. Постепенно без видимого размыва и несогласия со сменой типа седиментации миоценовые осадки сменяют олигоценовые в Юго-Восточном (буроугольное месторождение Мокра) и Южном (месторождение Мемальяй-Люфтиния) районах Албании. В последнем эоцен-олигоценовый флиш сменяется толщей песчаников, алевролитов и мергелей аквитана.

В районе Анатолийского буроугольного бассейна (Турция) на рубеже палеогена и неогена происходили дифференцированные поднятия, опускания территории и накопление континентальных озерно-аллювиальных угленосных отложений. Последние здесь с размывом и несогласием залегают на всех более древних образованиях от палеозоя до олигоценовых морских. В бассейне Мзаб-Радамес (Северо-Западная Ливия, Южный Тунис) отмечен длительный (с эоцена до квартера) перерыв в осадконакоплении. К рубежу палеогена и неогена приурочена позднеолигоценовая—раннемиоценовая эпоха образования олистостромов: в зоне складчатых сооружений Эр-Рифа, в Северных и Южных Апеннинах, на северном побережье Сицилии, на юге Италии (Калабрия), на юге восточного побережья Адриатического моря, северном побережье Африки, в флишевой и скибовой зонах Восточных Карпат, в Терско-Каспийском передовом прогибе, на южных склонах и в межгорных впадинах Большого Кавказа [*Шерба, 1983*].

В зоне складчатого сооружения Эр-Рифа толща с позднеолигоценовыми олистостромами трансгрессивно перекрывается чередующимися песчаниками и песчанистыми мергелями аквитана, которые в свою очередь несогласно перекрываются песчано-глинистой толщей бурдигала [Шерба, 1983].

В конце олигоцена — начале миоцена фиксируется продвижение Сублигурийского покрова (с образованием олистостромов) в Тосканскую область. Во внешней впадине Марке миогеосинклинальные юрско-олигоценовые отложения сменяются нижне-среднемиоценовым флишем. В альпийских структурах Большого Кавказа нижнемиоценовые отложения с угловым несогласием ложатся на среднемайкопские толщи.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Палеогеновые и неогеновые осадочные отложения и вулканогенные образования широко развиты на суше и в акваториях Земли. Кайнозойские осадочные бассейны, располагаясь в различных областях складчатости (геоблоках) планеты, являлись своеобразными датчиками, в осадочных и вулканогенно-осадочных толщах которых зарегистрировались геологичеекие события, происходившие в течение палеогена и неогена.

Детальный сравнительный анализ эволюции и корреляции геологических событий палеогена и неогена юга материковой части Дальнего Востока показывает, что здесь имели место этапы (импульсы) тектоно-магматической активности, которые в большинстве случаев совпадали с периодами проявления фаз альпийской складчатости.

При анализе этапов (импульсов) тектоно-магматической активности, их глобальности мы вслед за М.И. Рубинштейном [1967], А.А. Прониным [1969] исходили из положения, что они представляют собой не мгновенный акт, а длительные, измеряемые миллионами лет периоды.

В древнеларамийскую (камчатскую) фазу складчатости здесь происходило повсеместное воздымание региона, горообразование, интрузивный магматизм. Пиренейская фаза складчатости проявилась не повсеместно и в различной форме. Ранние стадии ее в Буреинской структурно-фациальной зоне характеризовались перерывом в осадконакоплении, в Среднеамурской — локальными размывами и сменой типа седиментации, в ряде зон вулканического пояса — кратковременным прекращением вулканизма и формированием маломощных линзующихся тел осадочных пород, в южных районах области мезозойской складчатости — увеличением скорости погружения ложа осадочных бассейнов, сменой компенсированного песчано-глинистого осадконакопления недокомпенсировнным алеврито-глинистым. Поздние ее стадии отличались повсеместным ускорением темпов погружения и развитием недокомпенсированного осадконакопления, дроблением Ханкайского массива и заложением осадочных бассейнов в его пределах, сменой основного и среднего вулканизма кислым.

Савская (курильская) фаза складчатости проявилась повсеместно перерывом в осадконакоплении, сменой типа седиментации, интрузивным магматизмом и сменой кислого вулканизма основным. Штирийская фаза отмечена повсеместным размывом внутри нижне-среднемиоценовой угленосной толщи, активизацией основного вулканизма в Среднеамурской структурно-фациальной зоне и на юго-западе Приморья. Алеутская фаза фиксируется повсеместным перерывом в осадконакоплении со сменой типа седиментации и основного вулканизма кислым, "отмиранием" (прекращением осадконакопления) ряда бассейнов Приморья. Аттическая (татарская) фаза отмечена повсеместными и локальными размывами, дополнительным "отмиранием" бассейнов, в центральной части вулканического пояса активизацией основного вулканизма; кавказская (сахалинская) — повсеместным воздыманием региона, прекращением осадконакопления, широким развитием позднеплиоценового—древнечетвертичного основного магматизма.

Наряду с этими имели место этапы (импульсы) тектоно-магматической актив-

ности, не укладывающиеся в интервалы времени проявления известных в настоящее время фаз альпийской складчатости. На рубеже палеоцена и эоцена четко и повсеместно на рассматриваемой территории импульс тектоно-магматической активности сопровождался перерывом в осадконакоплении в бассейнах структурно-фациальной зоны Буреинского массива: заложением приразломных и вулкано-тектонических структур в Западно-Сихотэ-Алинской и Хасанской структурно-фациальных зонах; сменой основного вулканизма кислым интрузивным магматизмом и снова сменой кислого вулканизма основным — на юге вулканического пояса.

Наиболее стабильным развитие рассматриваемого региона было в раннем—среднем миоцене, когда почти во всех бассейнах различного типа и ранга происходило осадконакопление, в большинстве случаев направленное во времени от преимущественного формирования грубообломочных аллювиальных и склоновых щебнисто-дресвяно-песчаных образований к озерно-аллювиальным песчано-глинистым угленосным. Весь регион представлял собой единый, крепко спаянный блок. До и после раннего—среднего миоцена развитие региона было дифференцированным: до этого рубежа дифференциация проявлялась в разновременности закладки (рождения) осадочных бассейнов, после — в разновременности их отмирания и превращения в область денудации.

Развитие кайнозойских осадочных бассейнов Приамурья и Приморья (особенно бассейнов области мезозойской складчатости) происходило в тесной связи и зависимости от развития бассейнов смежной с востока (весьма подвижной в это время) области кайнозойской складчатости (Северо- и Западно-Сахалинский прогибы, Япономорская котловина). Нисходящим движениям в области Сахалинских прогибов, трансгрессивным циклам осадконакопления, увеличению мористости осадков в них отвечают погружения и развитие преимущественно бассейновых (озерных) отложений во впадинах Приамурья и Приморья. Регрессивным этапам осадконакопления, перерывам в осадочном процессе первых коррелятны соответствующие процессы вторых.

Под влиянием разноранговых сил, действующих на различные участки планеты (силы космического пространства, физико-химические процессы ядра планеты, ее мантии, корового, поверхностного и околоповерхностного пространства) в геологической истории Земли, в палеогене и неогене проявлялись импульсы тектоно-магматической активности — региональные (местные), межрегиональные и глобальные. Формы проявления коррелятных импульсов в различных геоблоках планеты различны, как различна продолжительность и активность их проявления.

На примере проведенного анализа геологических событий на рубеже палеогена и неогена в осадочных бассейнах акваторий и континентов мира устанавливается глобальность импульсов тектоно-магматической активности. Даже если исключить из анализа те районы, в которых геологическая история рубежа палеогена и неогена совпала с периодом длительного перерыва в осадконакоплении и не оставила видимого следа, в осадочных бассейнах акваторий и континентов достаточно точек с "записями" истории этого времени, чтобы с полным правом утверждать, что импульс тектоно-магматической активности на рубеже палеогена и неогена глобален. Проявился он активизацией вертикальных и горизонтальных движений, поднятиями и размывами, сменой трансгрессий регрессиями и наоборот, заложением приразломных грабенных структур, сменой типа седиментации и вулканизма, увеличением или уменьшением скорости погружения осадочного бассейна, складкообразованием и формированием олистостромов и др. В подавляющем большинстве случаев в миоцене в осадочных бассейнах континентов так же, как и на дальневосточном материке, формируются угленосные толщи.

Как на континентах, так и в акваториях имели место малоподвижные области

устойчивых поднятий, окаймленные зонами прогибов и осадочных толщ больших мощностей, свидетельствующие об однотипности структур континентов и океанов. По материалам сравнительного анализа геологических событий на рубеже палеогена и неогена в осадочных бассейнах акваторий Тихого, Индийского и Атлантического океанов улавливаются различия и общность в тенденциях их развития. Для области Тихого океана свойственны резко дифференцированные движения. Преимущественные воздымания в центральной его части "компенсируются" резко ускоренным погружением в краевых приматериковых зонах. Области Индийского и Атлантического океанов имеют тенденцию к общему воздыманию, уменьшению скоростей погружения осадочных бассейнов.

Вместе с тем общим для них является резкое увеличение скоростей нисходящих движений в осадочных бассейнах западных краевых частей океанов. В этих зонах отмечаются резко увеличенные мощности миоценовых отложений, заложение (после преднеогенового перерыва) приразломных впадин и формирование в них осадочных толщ. С зонами ускоренных погружений связаны наибольшие перспективы неогеновой нефтегазоносности.

Кроме рассмотренного примера глобальности импульсов тектоно-магматической активности, столь же широко, по-видимому, могут проявляться импульсы на рубеже мезозоя и кайнозоя, эоцена и олигоцена, миоцена и плиоцена, плиоцена и плейстоцена, отражающие ларамийскую (камчатскую), пиренейскую, аттическую (татарскую) и кавказскую (сахалинскую) фазы альпийской складчатости.

Многообразие факторов, влияющих на земную кору, обусловливает ее постоянное (знакопеременное) движение, о чем свидетельствует рассмотренный материал. Состояния покоя (в расчете на геологическое время) не существовало и не существует. На примере палеогена и неогена Дальнего Востока геологические процессы характеризуются движением разносторонним, разнохарактерным (разноформным). Литосферу Земли можно подразделить на зоны с преимущественным проявлением процессов погружения (разной интенсивности) и сопряженные с ними зоны преимущественного проявления поднятий, складчатости. Геологические процессы на определенных этапах геологической истории сменяются по форме, интенсивности проявления, и эта смена обычно совпадает по времени с фазами развития альпийской складчатости, а в ряде районов проявляется локальными, местными импульсами.

Выявленные глобальность распространения и разноформность проявления импульсов тектоно-магматической активности позволяют проводить глобальную металлогеническую корреляцию, но при этом необходимо учитывать разноформность геологических событий (общеизвестно, что металлогеническое сходство могут иметь геологические тела различных геоблоков планеты, сформированные сходными геологическими процессами). На одном и том же временно́м геологическом уровне проявления геологических событий, в зависимости от форм последних, будут формироваться различные металлогенические узлы, зоны, районы, провинции.

ЛИТЕРАТУРА

Ахметьев М.А. Новые данные по стратиграфии миоценовых отложений Северо-Восточного Сихотэ-Алиня. — Сов. геология, 1965, N 4.

Ахметьев М.А. Миоценовая флора Сихотэ-Алиня (р. Ботчи), М., 1973а. 124 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 247).

Ахметьев М.А. Палеоценовые и эоценовые флоры юга Дальнего Востока СССР и сопредельных стран и их стратиграфическое положение. — Сов. геология, 1973б, N 7, с. 14—30.

Ахметьев М.А., Белецкая С.В., Морозова В.Ф., Салун С.А. Палеогеновые и неогеновые отложения межгорных впадин Нижнего Приамурья и Западного Приохотья. — Сов. геология, 1969, N 19, с. 9—23.

Байковская Т.Н. Палеоценовая флора Зее-Буреинской впадины. — В кн.: Вопросы палеонтологии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1950, т. 1, с. 348—381.

Баранова Ю.П. Новые данные о возрасте отложений Верхне-Нерских впадин в бассейне р. Индигирки. — Докл. АН СССР, 1962, т. 146, N 1, с. 161—163.

Баранова Ю.П. История развития рельефа Северо-Восточной Сибири: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Новосибирск: ИГиГ, 1965. 55 с.

Баранова Ю.П., Бискэ С.Ф. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока: Северо-Восток СССР. М.: Наука, 1964. 290 с.

Баранова Ю.П., Кулькова И.А., Никитин В.П., Шварева Н.Я. Новые данные о миоценовых отложениях Мамонтовой горы на Алдане. — Докл. АН СССР, 1970, т. 193, N 5, с. 1119—1122.

Барвенко В.А., Сорокин А.П. Кайнозойские отложения Верхнезейской впадины. — В кн.: Стратиграфия кайнозойских отложений Дальнего Востока. Владивосток, 1977, с. 30—35.

Бельтенев Е.Б., Золотов М.Г., Онихимовский В.В. и др. Геотектонические структуры Хабаровского края и Амурской области, их развитие в мезозое и кайнозое. — В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971.

Берсенев И.И., Липкин Ю.С., Пущин И.К., Липкина М.И. Геологическое строение материкового склона Японского моря у побережья Южного Приморья. — В кн.: Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Владивосток, 1974, с. 56—68.

Бискэ С.Ф. Палеоген и неоген крайнего Северо-Востока СССР. Новосибирск: Наука, 1975. 263 с.

Бискэ С.Ф., Баранова Ю.П., Дорт-Гольц Ю.Е. Новые данные по фитостратиграфии миоцена северной части бассейна р. Анадырь и их палеогеографическая интерпретация. — В кн.: Географические проблемы Сибири. Новосибирск: Наука, 1972, с. 153—177.

Бискэ С.Ф., Кулькова И.А. Олигоцен-миоценовые континентальные толщи Койнатхунской и Бельской наложенных впадин. — В кн.: Кайнозой Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1968, с. 44—53.

Братцева Г.М. Новые данные о флоре, пограничной между мелом и палеогеном в районе Зейско-Буреинской депрессии. — Докл. АН СССР, 1962, т.143, N 1.

Братцева Г.М. Возраст цагаянской флоры Азии (по данным спорово-пыльцевого анализа). — В кн.: Значение палинологического анализа для стратиграфии и палеофлористики. М.: Наука, 1966,с. 136—140.

Варнавский В.Г. Палеогеновые и неогеновые отложения Среднеамурской впадины. М.: Наука, 1971. 160 с.

Варнавский В.Г. Конкреции палеогеновых и неогеновых отложений различных структурных областей Дальнего Востока. — В кн.: Тез. докл. Всесоюз. науч. конф. по пробл. "Конкреции и конкреционный анализ". Харьков, 1973, с.53—65.

Варнавский В.Г. Место территории юга Дальнего Востока в общем плане палеогенового и неогенового литогенеза востока Евразиатской части. — В кн.: Вопросы литогенеза юга Дальнего Востока. М.: Наука, 1977а, с. 8—16.

Варнавский В.Г. Минеральные комплексы палеогеновых и неогеновых отложений юго-восточной части Среднеамурской впадины. — В кн.: Вопросы литогенеза юга Дальнего Востока. М.: Наука, 1977б, с. 99—113.

Варнавский В.Г., Бельтенев Е.Б. Палеогеографические условия развития территории Хабаровского края и Амурской области в палеогене и неогене. — В кн.: Вопросы литогенеза юга Дальнего Востока. М.: Наука, 1977, с. 17—27.

Варнавский В.Г., Гилев В.И. Некоторые особенности минерального состава палеогеновых и неогеновых отложений Ушумунской впадины. — В кн.: Осадочные формации нефтегазоносных областей Дальнего Востока. Владивосток, 1975а, с. 115—130.

Варнавский В.Г., Гилев В.И. Расчленение и корреляции палеогеновых и неогеновых отложений Амуро-Зейской депрессии по минеральным комплексам. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Амурской области. Свободный, 1975б, с. 9—10.

Варнавский В.Г., Гилев В.И. О возможности расчленения и корреляции палеогеновых и нео-

геновых отложений Амуро-Зейской депрессии по минеральным комплексам. — В кн.: Геология Верхнего Приамурья. Владивосток, 1977, с. 9—14.

Варнавский В.Г., Крапивенцева В.В. Конкреции из палеогеновых и неогеновых отложений Среднеамурской и Бикинской впадин. — В кн.: Тез. докл. Всесоюз. науч. конф. по пробл. "Конкреции и конкреционный анализ". Харьков, 1973, с.49—51.

Варнавский В.Г., Крапивенцева В.В., Малыгин В.И., Саяпина Л.М. Оценка перспектив и дальнейшее направление работ по поискам каменных и бурых углей на территории Хабаровского края и Амурской области. — В кн.: Геология Дальнего Востока. Хабаровск, 1972, с. 55—59.

Варнавский В.Г., Устиновский Ю.Б. Палеоген-неогеновые континентальные отложения Дальнего Востока. — В кн.: Стратиграфия и палеонтология мезозойских и палеогеновых отложений азиатской части СССР. М.: Наука, 1967, с. 176—181.

Вассоевич Н.Б. Флиш и методика его изучения. М.; Л.: Гостоптехиздат, 1948. 216 с.

Вихлянцев В.В., Морозова В.Ф. Новые данные к стратиграфии кайнозойских отложений Эворон-Чукчагирской депрессии. — В кн.: Геология и гидрогеология. М.: Недра, 1965.

Власов Г.М., Варнавский В.Г. Палеоген и неоген. — В кн.: Геология СССР, т. 12. Хабаровский край и Амурская область, ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1966, с. 300—341.

Вылцан И.А. Осадочные формации горного Алтая. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1974. 189 с.

Геологическое развитие Японских островов/ Под ред. Минато Масао, Гораи Масао, Фунахаси Мицуо. М.: Мир, 1968. 655 с.

Гладенков Ю.Б. Морской верхний кайнозой северных районов. М.: Наука, 1978. 192 с.

Дмитриева В.К., Вологнович К.Л. К методике расчленения немых нижнепалеозойских отложений юго-восточной части Чарышско-Теректинского антиклинория в Горном Алтае. — В кн.: Тр. ВАГТ: Материалы по региональной геологии. М., 1958, вып. 4.

Зива М.В. Еще раз о возрасте сазанковской свиты. — В кн.: Биостратиграфия, фауна и флора кайнозоя северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1969а, с. 123—124.

Зива М.В. Палинологическая характеристика райчихинских слоев с флорой. — В кн.: Биостратиграфия, фауна и флора кайнозоя северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1969б, с.121—122.

Зива М.В. Палинологическая характеристика палеогеновых отложений Амуро-Зейской впадины. — В кн.: Палинология кайнофита: Тр. Междунар. палинол. конф. М.: Наука, 1973, с. 89—93.

Климова Р.С., Крамчанин А.Ф., Демидова Т.И. Новые данные по стратиграфии Реттиховского угольного разреза. — В кн.: Стратиграфия кайнозойских отложений Дальнего Востока. Владивосток, 1977, с. 66—76.

Красилов В.А. Новые данные о цагаянских отложениях и их тафофлоре. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970а, N 12, с. 97—101.

Красилов В.А. Цагаян и граница мела и палеогена. — В кн.: Материалы по геологии, геохимии и металлогении Дальнего Востока. Владивосток, 1970б, с. 43—45.

Красный Л.И., Ганешин Г.С. Геология, геоморфология и полезные ископаемые Тором-Тугурского района Западного Приохотья. М.: Госгеолиздат, 1951. 112 с.

Криштофович А.Н. К истории третичного периода на Дальнем Востоке. — Материалы ВСЕГЕИ. Общ. сер., 1946, сб. N 7.

Криштофович А.Н. Флора Райчихин — новое звено третичной флоры на Дальнем Востоке. — Ботан. журн., 1952, N 5, с. 318—331.

Мамонтова И.Б. Миоценовая флора Амуро-Зейской депрессии. — В кн.: Стратиграфия кайнозойских отложений Дальнего Востока. Владивосток, 1977.

Матвеев А.К. Угольные месторождения зарубежных стран. М.: Недра, 1966. 455 с.

Моисеева А.И. Атлас неогеновых диатомовых водорослей Приморского края. — Тр. ВСЕГЕИ. Н.С., 1971, т. 171.

Попова М.С. Палеогеновые и неогеновые пресноводные моллюски юга Советского Дальнего Востока. — Геология и геофизика, 1963, N 7, с. 50—64.

Пронин А.А. Герцинский цикл тектонической истории Земли. Л.: Наука, 1969.

Пущин И.К., Аннин В.К., Берсенев Ю.И. и др. Новые данные о геологическом строении дна северо-западной части Японского моря (по материалам 21-го рейса НИС "Первенец"). — В кн.: Геологические исследования в окраинных морях северо-западной части Тихого океана. Владивосток, 1977а, с. 3—12.

Пущин И.К., Болдырева В.П., Ващенкова Н.Г. и др. Новые данные по стиратиграфии неогеновых отложений материкового склона у побережья Приморья. — В кн.: Геологические исследования в окраинных морях северо-западной части Тихого океана. Владивосток, 1977б, с. 77—90.

Рубинштейн М.М. Орогенические фазы и периодичность складкообразования в свете данных абсолютной геохронологии. — Геотектоника, 1967, N 2, с. 35—49.

Сальников Б.А., Мишаков Г.С., Архипова А.Д. и др. Стратиграфия нефтегазоносных и перспективно-нефтегазоносных толщ Сахалина. — В кн.: Новые данные по геологии и нефтегазоносности Сахалина. Л., 1979, с. 4—33.

Седых А.К., Подолян В.И., Климова Р.С. К стратиграфии угленосных отложений кайнозоя Приморья. — В кн.: Стратиграфия кайнозойских отложений Дальнего Востока. Владивосток, 1977.

Смирнов А.М. Сочленение Китайской платформы с тихоокеанским складчатым поясом. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963.

Соловьев В.А. Тектоника континентов (систематизация понятий и упорядочение терминов). Хабаровск, 1975. 364 с.

Устиновский Ю.Б., Хак Дон-Сик, Болотникова М.Д., Бэ Ген Зын, Карасев М.С. Стратиграфия и условия формирования кайнозойских отложений. — В кн.: Геологическое строение Северо-Восточной Кореи и юга Приморья. М.: Наука, 1966, с. 162—261.

Федотов В.В. Новые данные по райчихинской флоре Зее-Буреинской равнины. — Докл. АН СССР, 1973, т. 212, N 1, с. 177—179.

Федотов В.В. Палеофлористические комплексы и стиратиграфия райчихинского буроугольного месторождения. — В кн.: Вопросы биостратиграфии Советского Дальнего Востока. Владивосток, 1974.

Финько В.И., Заклинская К.Д. К вопросу о стратиграфии рыхлых отложений Зейско-Буреинской депрессии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, N 2, с. 25—43.

Щерба И.Г. Кайнозойские олистостромы Альпийской складчатой области. — Геотектоника. М.: Наука, 1983, N 5, с. 90—107.

Brown D.A., Campbell K.S.W., Crook K.A.W. The geological evolution of Australia and New Zealand. Oxford etc.: Pergamon press, 1968, 314 p.

Kingma I.T. Dannevirke, 1:250000. Geol. Surv. N.Z., 1962. (Geol. Map. Ser.; Sh. 11).

Mizuno A. A summary of the Paleogene molluscan faunas in North Japan. — Rep. Geol. Surv. Jap., 1964, N 207.

Pietsh K. Geologie von Sachsen. B., 1962.

Raggatt H.G., Crespin I. Stratigraphy of Tertiary rocks between Torguay and Eastern View, Victoria. — Proc. Roy. Soc. Victoria, 1955, p. 75—142.

Shibaoka M. Formation of coal seams and cyclotherms (I). — J. Miner. Inst. Hokkaido, 1957, N 1, p. 1—17.

Wagenbreth O. Übersich über der Geologie der Braunkohlen. — Lagerstätten DDR Bergakad., 1958, N 7.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3
Введение 4

Глава I
Геолого-структурное положение, особенности строения, структурно-фациальное районирование областей палеогенового и неогенового породообразования 11

Глава II
Литолого-стратиграфическая характеристика палеогеновых и неогеновых отложений 24
Состав и строение разрезов 25
Верхнезейская структурно-фациальная зона 25
Структурно-фациальная зона Буреинского массива 29
Структурно-фациальная зона Ханкайского массива 42
Амгунь-Амурская структурно-фациальная зона 47
Среднеамурская структурно-фациальная зона 52
Западно-Сихотэ-Алинская структурно-фациальная зона 62
Хасанская структурно-фациальная зона 67
Структурно-фациальные зоны Восточно-Азиатского окраинно-материкового вулканического пояса 72
Структурно-фациальная зона Приморского мелководья Японского моря 80
Стратиграфическая корреляция 83
Сравнительная характеристика палеогеновых и неогеновых отложений 83
Базальные горизонты 85
Литологический и фациальный состав 86
Минералогия пород 88
Конкреции осадочных образований 88
Цикличность разрезов 90
Плотность, степень литификации осадочных пород, углефикации углей 92
Вулканизм и его влияние на процессы осадконакопления 92
Мощность и условия залегания пород 96

Глава III
Корреляция геологических событий 99
Геологические события юга материковой части Дальнего Востока 99
Корреляция геологических событий палеогена и неогена Приамурья, Приморья и сопредельных территорий северо-запада Тихоокеанского региона 115

Глава IV
Геологические события на рубеже палеогена и неогена 121
Геологические события на севере Тихого океана 128
Геологические события в Индийском океане 130
Геологические события в Атлантическом океане 134

Заключение 139

Литература 142

2 р. 30 к.

4419