ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ СССР

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ СССР

Объяснительная записка к Атласу литолого-палеогеографических карт СССР

В ЧЕТЫРЕХ ТОМАХ

Главный редактор А. П. ВИНОГРАДОВ

Заместители главного редактора: В. Н. Верещагин, В. Д. Наливкин, А. Б. Ронов, А. В. Хабаков, В. Е. Хаин

МОСКВА «НЕДРА» 1975

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ СССР

551.8

Объяснительная записка к Атласу литолого-палеогеографических карт СССР

ТОМ 4

Палеогеновый, неогеновый и четвертичный периоды

551.781
551.79.

Редакторы тома: В. А. Гроссгейм, В. Е. Хаин

МОСКВА «НЕДРА» 1975

Институт геологических наук АН Арм.ССР
Библиотека

УДК 551.87(47+57)

Палеогеография СССР. Том 4. М., «Недра», 1975. 204 с. (Министерство геологии СССР. ВСЕГЕИ).

Работа представляет собой Объяснительную записку к IV тому Атласа литолого-палеогеографических карт СССР. В первых трех разделах рассматривается палеогеографическая и палеотектоническая история территории СССР и прилежащих акваторий в течение палеогенового, неогенового и четвертичного периодов и условия формирования осадочных полезных ископаемых.

Четвертый раздел книги является заключением к четырем томам «Палеогеографии СССР». В нем содержатся выводы по эволюции физико-географических условий и особенностей осадконакопления на территории СССР от докембрия до современной эпохи, освещаются вопросы периодичности трансгрессий и регрессий, палеобиогеографии, палеоклиматов, описываются тектоническая эволюция, развитие магматизма, полезные ископаемые.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, занимающихся стратиграфией, палеогеографией и полезными ископаемыми кайнозоя.

Табл. 2, илл. 5, приложений 17, список литературы — 179 назв.

П 20801—102
043(01)—75

© Всесоюзный ордена Ленина научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ), 1975

ПРЕДИСЛОВИЕ

Четвертый том Атласа литолого-палеогеографических карт СССР включает карты, охватывающие палеогеновый, неогеновый и четвертичный периоды. Его содержанием является характеристика палеогеографии, литологии, палеобиогеографии и условий накопления типичных полезных ископаемых альпийского цикла тектогенеза.

В составлении карт и объяснительных записок к ним приняло участие более 200 авторов от 72 организаций. Ими представлены по отдельным районам макеты карт, которые увязаны и приведены в единую систему. Объяснительные записки, составленные по отдельным районам, использованы при написании настоящей книги.

Ответственными за выпуск карт и объяснительной записки к ним явились: палеогенового периода — В. А. Гроссгейм, неогенового периода — В. Е. Хаин и А. Г. Эберзин и четвертичного периода — Г. С. Ганешин.

Большую помощь по обобщению материала оказали: по палеогену — К. Д. Мелехова, по неогену — А. Н. Балуховский, по четвертичному периоду — члены редколлегии.

Основным материалом для составления карт явились многочисленные опубликованные работы, а также результаты геологических съемок и полевые наблюдения.

Имеющийся фактический материал не позволил составить карты с одинаковой точностью для всей территории Советского Союза. Широкое развитие континентальных осадков палеогена и, особенно неогена, недостаточно изученных и не всегда однозначно коррелируемых с морскими отложениями, отразилось на точности реконструкций суши упомянутых периодов. Наиболее детальные построения оказалось возможным сделать для южной половины Европейской части СССР и Закаспия. Масштабу карт отвечает состояние фактического материала по Средней Азии, Западной Сибири и Дальнего Востока (включая острова) СССР. Наименее достоверными следует считать реконструкции палеогеографических обстановок для северных районов Советского Союза и Восточной Сибири. Будущие исследования могут привести здесь к ревизии соответствующих карт. Сходным образом обстоит дело и с четвертичным периодом, осадки которого на территории СССР формировались преимущественно в континентальных условиях. Более подробно об этом говорится во вводной части к каждому периоду.

Четвертый том Атласа содержит 14 литолого-палеогеографических карт масштаба 1:7 500 000, составленных по отделам и подотделам, а также три палеотектонические карты того же масштаба, составленные для палеоцена и эоцена, олигоцена — начало среднего миоцена и для среднего миоцена (тортон) — четвертичный период. Литолого-палеогеографические карты сопровождаются палеобиогеографическими картами-врезками с широтами, показанными по палеомагнитным данным (А. Н. Храмов).

Карты отдельных районов отражают палеогеографические условия и особенности образования типичных для кайнозоя полезных ископаемых, а также резкую фациальную изменчивость.

В последнем разделе — в «Заключении» (относящемуся ко всем четырем томам) — подведены общие итоги анализа эволюции физико-географических условий, истории тектонических движений, истории осадконакопления, эволюции биогеографических областей, развитию вулка-

низма, а также даны выводы о закономерностях распространения осадочных полезных ископаемых и освещены задачи будущих палеогеографических исследований.

При составлении тома были использованы объяснительные записки к картам отдельных регионов, которые представили Н. В. Авербург, Ш. А. Азизбеков, Н. В. Алтаева, М. Н. Афонский, К. В. Бабков, А. Э. Багиров, Ю. П. Баранова, Л. А. Баскакова, А. И. Башпаев, П. Л. Безруков, Е. В. Бельтенев, С. Ф. Бискэ, Е. П. Бойцова, В. А. Броневой, Д. А. Булейшвили, Л. В. Бурилина, В. Н. Буряк, П. М. Бутузов, В. Г. Варнавский, И. Д. Васильева, А. И. Веножинскене, Н. П. Вербицкая, Л. Н. Вертунов, М. Г. Воловик, А. А. Габриелян, Г. С. Ганешин, С. П. Горшков, В. А. Горяинов, А. А. Григелис, Ю. Н. Григоренко, Б. В. Григорьянц, М. Н. Грищенко, Ю. Н. Громов, В. А. Гроссгейм, И. С. Гудилин, А. Д. Девятилова, И. В. Дейнин, У. Г. Дистанов, В. С. Долгополов, Н. В. Дренов, Б. Х. Егиазаров, В. С. Ерофеев, В. Е. Железняк, Н. Я. Жидовинов, Ю. С. Желубовский, В. В. Жуков, И. Г. Зальцман, Е. П. Заррина, В. А. Зубаков, М. С. Ибрагимов, О. А. Иванов, Ю. И. Иосифова, Л. Л. Исаева, А. М. Казаков, Л. Х. Казимиров, А. Е. Каменецкий, В. Х. Капцан, М. С. Карасёв, И. В. Качарава, Н. В. Кирсанов, Ю. М. Клейнер, М. Н. Клюшников, Е. И. Корпутова, Н. Н. Костенко, М. С. Котова, И. И. Краснов, И. Ф. Кувшинова, И. А. Кузин, Ю. Н. Кулаков, Я. О. Кульчицкий, В. И. Курлаев, Б. Н. Леонов, В. А. Лидер, Г. Ф. Лунгерсгаузен, В. И. Макаров, Ю. В. Малиновский, С. С. Манькин, Н. М. Маркин, А. А. Мастрюкова, Т. А. Матвеева, В. И. Мацуй, Я. Р. Меламед, М. С. Месежников, И. А. Метревели, Н. Е. Минакова, С. А. Музылёв, И. О. Мурдмаа, К. Н. Негодаев-Никонов, Ю. П. Никитина, М. Ф. Носовский, А. Б. Островский, Л. Я. Пинчук, Г. К. Пичугина, И. В. Плещенко, Л. А. Польстер, А. В. Попекин, В. И. Попов, Г. И. Попов, А. Г. Пласкова, Е. Ф. Поповин, Н. А. Потапов, И. А. Прусова, С. С. Размыслова, О. А. Раковец, И. И. Ратновский, Г. Н. Родзянко, В. К. Ротман, В. Х. Рошка, А. А. Сабитов, Н. А. Садовская, О. А. Саркисян, Э. И. Сафаров, В. С. Саяков, Ю. П. Селиверстов, В. П. Семенов, Ю. П. Семенов, В. Я. Слободин, Л. Н. Смирнов, В. В. Соловьев, Н. С. Соловьев, В. И. Солун, М. А. Спиридонов, В. И. Стасов, Б. М. Тарасов, В. Д. Тарноградский, А. С. Теленков, А. М. Тихомирова, Т. Ф. Травина, О. У. Узаков, И. А. Успенская, В. Н. Утробин, К. А. Ушко, С. О. Хандкариан, Г. В. Холмовой, А. Н. Хубка, Ю. Г. Цеховский, С. И. Цимбал, Ю. Ф. Чемеков, С. А. Чирва, С. Б. Шацкий, Э. Ш. Шихалибейли, В. С. Щербаков, Я. С. Эвентов, С. В. Эпштейн, В. Л. Яхимович.

Очерки по палеоэкологии и условиям накопления полезных ископаемых составлены: И. И. Алиевым, А. Н. Балуховским, И. М. Варенцовым, С. М. Кореневским, А. И. Коробковым, И. А. Коробковым, Б. С. Коротковым, Л. В. Криштофович, С. И. Кулашвили, В. Ф. Малаховским, Л. А. Пановой, А. Г. Пласковой, И. М. Покровской, Л. А. Польстер, А. Л. Путкарадзе, С. С. Савкевичем, Н. Н. Субботиной, В. П. Ткаченко, А. Н. Храмовым, А. З. Широковым.

В работе по составлению Атласа литолого-палеогеографических карт СССР палеогенового периода принимал участие большой коллектив геологов Советского Союза. Редактором выпуска Главной Редколлегией Атласа был утвержден В. А. Гроссгейм (ВНИГРИ). Редколлегия была утверждена в составе В. Н. Верещагина (ВСЕГЕИ), И. А. Коробкова (Лен. гос. ун-т), В. В. Лаврова (ВСЕГЕИ), Д. Е. Макаренко (Геол. ин-т АН Украинской ССР) и А. Л. Яншина (Геол. ин-т АН СССР).

Одновременно В. Н. Верещагин являлся куратором по Дальнему Востоку и Северо-Востоку СССР, В. В. Лавров — по Казахстану и Алтае-Саянской области и Д. Е. Макаренко — по Украинской ССР. Остальные территории курировались непосредственно редактором выпуска или коллективно. Редактором-составителем, на которого была возложена очень большая работа, являлась К. Д. Мелехова.

СТРАТИГРАФИЯ

Стратиграфическая изученность палеогена СССР не является идеальной, поэтому авторам было предложено руководствоваться решениями палеогеновой комиссии МСК. Единственным отступлением от этих решений явилось проведение границы между средним и верхним эоценом по подошве керестинского, а не куберлинского, горизонта. Однако эти решения касаются только областей распространения морских осадков. Для остальных территорий пришлось воспользоваться решениями специальных совещаний (Западная Сибирь, Дальний Восток) или же представлениями авторов планшетов (например, континентальные осадки Казахстана и Сибири). Таким образом, хотя расчленение палеогеновых отложений было максимально приближенно к представлениям о стратиграфии, одобренным МСК, полной уверенности в синхронности границ, избранных для построений интервалов разреза палеогена по всей территории СССР не имеется.

Остановимся на положении границ, которые разделяют осадки, показанные на литолого-палеогеографических картах палеогена — между мелом и палеогеном, между палеоценом и эоценом, между средним и верхним эоценом, между эоценом и олигоценом и между олигоценом и нижним отделом неогена — миоценом.

Выбор стратиграфических срезов для составления карт был обусловлен как состоянием изученности осадков палеогена на территории СССР, так и особенностями развития этой территории в течение палеогенового периода.

Несмотря на значительные успехи, достигнутые в изучении палеогена СССР, многие вопросы стратиграфии остаются до настоящего времени дискуссионными. Это касается в первую очередь корреляции региональных и межрегиональных схем стратиграфии.

Граница между мелом и палеогеном проходит между датским ярусом верхнего мела и инкерманским ярусом палеоцена.

В стратотипическом бахчисарайском разрезе граница между датским и инкерманским ярусами отчетлива и проводится между известняками, содержащими остатки ежей датского возраста, и розовыми массивными и рыхлыми известняками, содержащими монтский комплекс моллюсков.

В Литовской впадине граница мела и палеогена проходит под свитой песков, алевролитов и мергелей, содержащей раннепалеоценовые фораминиферы, пыльцу и споры. В Южной Белоруссии опоковидные глины и алевриты сумской свиты залегают на сильно размытой поверхности верхнего мела. В пределах Днепровско-Донецкой впадины граница между мелом и палеогеном также вполне отчетлива. Эрозионный характер контакта характерен для всей рассматриваемой площади, не исключая глубинной части Днепровско-Донецкой впадины и синклинальных межкупольных прогибов. На крыльях Воронежской антеклизы осадки донской серии залегают с размывом на породах кампана и маастрихта.

На Карпатах граница между мелом и палеогеном проходит во флишевой серии (между стрыйской серией и яремчанским горизонтом, в котором обнаружены палеоценовые нуммулиты). На юго-западном склоне палеоцен начинается с крупноритмичного лютского флиша.

В Причерноморской впадине, в пределах Молдавии, граница мела и палеогена носит несколько условный характер. Палеонтологически палеоцен датируется лишь в скважине у с. Мирное. В других случаях за границу принимают начало палеогеновой трансгрессивной серии, ложащейся на разные горизонты мела. Хотя южный борт Причерноморской впадины является местом, где расположен стратотипический разрез палеогена, проведение границы между мелом и палеогеном в Степном Крыму (проходящей внутри толщи известняков) связано с трудностями и пришлось воспользоваться, с известной долей условности, электрокаротажным репером. На северном борту впадины песчано-глинистые и кремнистые осадки палеоцена ложатся на меловые с размывом, а в осевой части впадины, где разрез непрерывен, расчленение проведено условно.

В Поволжье граница между мелом и палеогеном носит отчетливый характер. В Ульяново-Саратовской синеклизе палеоцен (нижнесызранские слои) залегает обычно на размытой поверхности верхнемеловых пород.

На Скифской платформе, в глубоких депрессиях, в пределах Предкавказья, палеоценовые осадки с трудом отделяются от датских. Граница между мелом и палеогеном, по Ю. П. Никитиной, проходит внутри мергельной свиты. По-видимому, полные разрезы палеогена имеются лишь на очень ограниченных участках (наиболее погруженная часть вала Карпинского). В большинстве случаев разрез палеогена начинается с качинского яруса. Во флишевой зоне Кавказа границе между мелом и палеогеном соответствует граница между серией дюрсо и свитой цице. На северном склоне свита цице залегает на маастрихтском флише. В районе Центрального Предкавказья свите цице соответствует эльбурганская свита, контактирующая с разными горизонтами верхнего мела от кампана до дания.

Восточнее — в Черных горах описываемая граница проходит по подошве красноцветной толщи, а в Дагестане — сероцветной. В пределах Азербайджана, на Большом Кавказе граница между мелом и палеогеном проходит по подошве сумгаитской свиты. В Предмалокавказском прогибе названная граница проходит внутри мергельно-известняковой толщи и отбивается по массовому появлению палеоценовых глобороталий в разрезе. В Нахичеванской АССР нижний палеоцен с базальным конгломератом в основании перекрывает осадки маастрихта (селения Шадыкенд и Карабоя) или граница проходит под глинами и мергелями с палеоценовыми фораминиферами. В пределах Армянской ССР палеоцен чаще всего ложится несогласно на более древние осадки, вплоть до палеозоя. В Аджаро-Триалетии граница мела и палеогена прово-

дится по подошве боржомского флиша. На южном склоне Большого Кавказа, в Кахетии, названной границе соответствует подошва шахветильской свиты. В Абхазии эта граница фиксируется в известняках, содержащих по обе ее стороны характерную фауну ежей и других ископаемых.

В Туркмении осадки датского яруса развиты довольно широко и характер контактов между палеоценом и мелом достаточно разнообразен. Чаще всего датский ярус представлен известняками, иногда непосредственно переходящими в известняки палеоцена (например, чаалджинская свита Кюрендага). Но нередки случаи, когда на датских известняках залегают палеоценовые пески и песчаники, что облегчает проведение границы. В Бадхызе нижняя граница палеоцена проводится условно.

На Мангышлаке разрез палеоцена начинается с бузачинской свиты мергелей.

В низах палеогена Южно-Эмбенского района спорная мергельная пачка отнесена к палеоцену. В Башкирском Приуралье к палеоцену условно отнесена толща зеленовато-серых опок и гипсоносных глин, залегающая на маастрихте или на маломощной пачке белых опок, относимых к датскому ярусу.

В Зее-Буреинской впадине граница мела и палеогена проводится дошве чубартенизской свиты, южнее, в основании палеоцена, залегают кварц-глауконитовые пески и песчаники, а на Устюрте граница проходит по подошве известняков и мергелей с палеоценовыми фораминиферами.

На территории Таджикской депрессии граница между мелом и палеогеном проводится по подошве акджарских слоев, а в Ферганской депрессии — по подошве гипсов. В Кызылкумах серо-зеленые глины, относимые к палеоцену, залегают на размытой поверхности верхнемеловых отложений. Во впадинах востока Казахстана, где осадки имеют континентальный характер, граница мела и палеогена имеет условный характер. В Зайсанской котловине эта граница проходит по подошве киинкеришской свиты.

В Тургайском прогибе палеоценовые осадки залегают обычно без заметного перерыва на верхнемеловых отложениях, а в западной его части трансгрессивно на различных горизонтах мела.

Нижняя граница палеогена на территории Западно-Сибирской низменности устанавливается достаточно четко по подошве талицкой свиты. В ряде разрезов талицкая свита залегает на ганькинской (датский ярус).

Восточнее р. Енисей в ряде впадин развиты континентальные осадки палеогена, с трудом поддающиеся расчленению. Возраст осадков устанавливается со значительной долей условности.

В Зее-Буреинской впадине граница мела и палеогена проводится между цагаянской и кивдинской (райчихинской) свитами. В пределах Сихотэ-Алиня в основании разреза палеогена залегает самаргинская свита андезитов, дацитов, туфов и туфолавов, относимая к палеоцену.

По принятой нами схеме И. И. Ратновского осадки палеоцена на Сахалине отсутствуют.

В пределах Корякского нагорья вопрос о границе мела и палеогена является в настоящее время дискуссионным, особенно в Опухско-Пекульнейской зоне, где граница эта проходит внутри кулькайской серии и в Алькатваамской зоне (внутри кыррыпайской свиты). В Пенжинской зоне палеогеновая тигильская серия залегает на разных горизонтах верхней юры и мела. В Парапольской зоне майнтская толща палеоцена залегает с перерывом на осадках верхнего мела.

Несколько лучше обстоит дело с **границей между палеоценом и эоценом.** В стратотипическом бахчисарайском разрезе ей соответствует

граница между мергелями качинского яруса и известковистыми глинами бахчисарайского яруса. Оба яруса имеют четкую палеонтологическую характеристику и граница эта здесь вполне отчетлива.

В Литовской впадине между палеоценом и эоценом, по-видимому, существует перерыв. В Южной Белоруссии и в Днепровско-Донецкой впадине каневская свита залегает на размытой поверхности пород палеоцена и позднего мела. На склонах Воронежской антеклизы эта граница проходит между вешенскими и суровикинскими слоями В. П. Семенова, что соответствует подошве каневской свиты.

На Карпатах границе между палеоценом и эоценом отвечает граница между ямненской и манявской свитами.

В Причерноморской впадине в пределах Молдавии граница между палеоценом и эоценом проводится по литологическим и палеонтологическим признакам, так же как и в Степном Крыму. Четкая литологическая и палеонтологическая граница между палеоценом и эоценом наблюдается и на северном крыле Причерноморской впадины.

В Среднем Поволжье эта граница проходит между камышинской и аткарской свитами, а южнее эта граница условно проведена по подошве царицынской свиты. На Скифской платформе и в Восточной части Большого Донбасса граница между палеоценом и эоценом проводится по подошве зеленых глин с глобигеринами.

На Северном Кавказе граница палеоцена и эоцена определяется по смене фауны фораминифер. Во флишевой зоне ей соответствует граница между ильской и зыбзинской свитами (на южном склоне между головинской и мамайской свитами), а в Центральном Предкавказье — между абазинской и черкесской свитами, восточнее р. Хеу граница эта проходит внутри красноцветной части фораминиферовой серии.

В Азербайджане границей палеоцена и эоцена служит подошва коунской свиты. В Талыше самые древние осадки палеогена датируются эоценом. В Предмалокавказском прогибе чаще всего граница между палеоценом и эоценом проходит внутри мергельной свиты и отбивается по микрофауне. Существуют разрезы, в которых эоцен залегает на верхнем мелу или на размытых породах палеоцена. В Нахичеванской АССР граница палеоцена и эоцена, в случае более или менее полных разрезов, проходит внутри серии известковистых глин и мергелей и отбивается по микрофауне. В Приараксинской зоне эта граница проходит между кетузской флишевой свитой и нуммулитовыми известняками, а в Севано-Ширакской и смежных зонах — между агкилисской свитой известняков и лусахбюрской флишевой свитой. В Аджаро-Триалетии описываемая граница проходит внутри серии боржомского флиша. В Кахетии эта граница соответствует подошве свиты квакеври-схеви, а в Западной Грузии она проходит внутри свиты слоистых известняков.

В Туркмении (Кюрендаг) границе между палеоценом и эоценом соответствует граница между чаалджинской и данатинской свитами. В Прикарабогазье граница эта находится внутри мергельной толщи. В Бадхызе нижняя граница эоцена проводится в кровле алевролитов с позднепалеоценовой фауной.

На Мангышлаке эта граница проходит между суллукапинской и гвимровской свитами.

На территории Прикаспийской впадины граница между палеоценом и эоценом является дискуссионной. Она проведена под 100-метровой пачкой глин, в которой найдена раннеэоценовая микрофауна. В Башкирском Приуралье нижний эоцен выпадает из разреза.

В Северо-Восточном Приуралье некарбонатные глины эоцена залегают на песках с палеоценовыми фораминиферами. На Устюрте граница проходит внутри серии известняков (в палеоцене есть и мергели),

она уточняется по микрофауне. В Западном и Восточном Приаралье граница проходит внутри серии мергелей и известковистых глин. В Таджикской депрессии и в Фергане граница между палеоценом и эоценом проходит по подошве сузакских слоев.

Во впадинах восточной половины Казахстана, где отложения палеогена имеют континентальный характер, проведение границы между палеоценом и эоценом и вообще датировка осадков носят несколько условный характер. В Зайсанской впадине эта граница проходит по подошве турангинской свиты. В Тургайском прогибе песчаники нижнего эоцена залегают на палеоценовых породах без перерыва в его центральной части, а в краевых частях прогиба — с размывом на подстилающих породах.

На Западно-Сибирской низменности нашей границе соответствует подошва люлинворской (серовской) свиты.

На Восточно-Сибирской платформе эоценовые континентальные (чаще всего угленосные) образования отделены от подстилающих отложений стратиграфическим несогласием. На Новосибирских островах граница между палеоценом и эоценом проходит внутри толщи глин, туфопесчаников, аргиллитов и бурых углей. На Сихотэ-Алине и во впадинах Нижнего Приамурья этой границе соответствует граница между самарчинской свитой и толщей вулканитов.

На Сахалине конгломератовая свита, подстилающая нижнедуйскую, относится к низам эоцена.

Граница между палеоценом и эоценом на Корякском нагорье проходит внутри тигильской (Парапольская и Пенжинская зоны) или кулькайской (Опухско-Пекульнейская зона) серии, а в Алькатваамской зоне — внутри кыррыкийской свиты.

Граница между средним и верхним эоценом проведена нами между куберлинским и керестинским горизонтами.

В Прибалтике эта граница проходит по подошве янтареносной свиты песков и алевритов, содержащих позднеэоценовую фауну фораминифер. В Припятском прогибе, в Днепровско-Донецкой впадине и на склонах Воронежской антеклизы искомой границе соответствует рубеж между бучакской и киевской свитами.

На Карпатах эта граница проходит между песчаниками выгодской свиты и пестроцветными аргиллитами быстрицкой свиты. В Причерноморской впадине она проведена нами между куберлинским и керестинским горизонтами бодракского яруса, о чем мы упоминали выше.

В Нижнем Поволжье границе между средним и верхним эоценом соответствует граница между мечеткинской и киевской свитами.

На восточной окраине Донбасса, на Скифской платформе и по всему Северному Кавказу в разрезах эоцена выделяются керестинские известняки, под которыми и проводится искомая граница. На Юго-Восточном Кавказе граница между средним и верхним эоценом соответствует приблизительно границе между нижним и средним коуном, причем керестинский горизонт отвечает самым верхам нижнего коуна. Во многих разрезах Предмалокавказского прогиба нижние горизонты верхнего эоцена выпадают из разреза и рассматриваемая граница приобретает особую отчетливость. В полных разрезах она проходит под аналогами керестинского горизонта. В Нахичеванской АССР (селения Насырваз и Абракунис) граница отбивается в серии глин с прослоями песчаников по появлению позднеэоценовых нуммулитов. В Талыше граница между средним и верхним эоценом соответствует границе между космольянской и кеслинской свитами. В Армении, в Приараксинской зоне, эта граница соответствует границе между чиманкендской (зовашенской) свитой и горизонтом с *Nummulites millicaput,* в Севано-Ши-

ракской зоне — между кировоканской и памбакской вулканогенной свитами, а в Акеринском синклинории она проходит внутри далидагской свиты слоистых туфогенов. В Аджаро-Триалетии границе между средним и верхним эоценом соответствует граница между мощной вулканогенной серией и мергельным комплексом пород. В Кахетии эта граница проходит несколько ниже подошвы ильдоканской свиты, а в Лечхуме и Раче по подошве горизонта агви, а в Абхазии — по подошве керестинского горизонта. В Туркмении (Кюрендаг) эта граница проходит между обойской и эзетской свитами. В Прикарабогазье разрез верхнего эоцена начинается с белых мергелей керестинского горизонта. В Бадхызе нижняя граница верхнего эоцена проводится по подошве вулканогенных пачек (туркестанские слои), залегающих на размытой поверхности алайских пород.

На Мангышлаке граница между средним и верхним эоценом проходит между чатской и аманкизилитской свитами, а в Прикаспийской впадине она носит условный характер. В Башкирии на морском среднем эоцене и более древних породах залегают белые континентальные пески верхнего эоцена. В Северном Приаралье подошва верхнего эоцена отождествляется с подошвой акчатской (верхнетасаранской подсвиты) свиты. На Устюрте указанная граница проходит внутри толщи мергелей, судя по микрофауне.

В Северо-Западном и Восточном Приаралье на этой границе мергели со среднеэоценовой фауной сменяются известковистыми глинами с керестинскими фораминиферами. В Таджикской депрессии, Фергане и Кызылкумах эта граница соответствует рубежу между алайскими и туркестанскими слоями. Во впадинах восточной части Казахстана, где осадконакопление происходило в континентальных условиях, расчленение эоцена носит условный характер. В Зайсанской впадине, где разрез изучен лучше, граница между средним и верхним эоценом проходит по подошве тузкабакской свиты. В Тургайском прогибе этой границе соответствует подошва акчатской свиты (верхняя часть тасаранской свиты), а в Западной Сибири она проходит внутри люлинворской свиты. Условный характер имеет эта граница на обширных пространствах к востоку от р. Енисей.

На Сихотэ-Алине, Среднем и Нижнем Амуре, с известной долей условности, к границе между средним и верхним эоценом относится подошва кузнецовской свиты. На Северном Сахалине эта граница проходит внутри нижнедуйской свиты, а на Южном — внутри краснопольской свиты. На Корякском нагорье она проходит между четкилпинской и камчикской свитами в Парапольской зоне. В Пенжинской зоне она проводится условно внутри тигильской серии, в Опухско-Пекульнейской зоне — внутри кулькайской серии, а в Алькатваамской зоне — внутри кыррынайской свиты.

Граница между эоценом и олигоценом является одной из самых дискуссионных в геохронологической шкале кайнозоя. Во многих случаях она проводится однозначно на громадных территориях (Европейская часть СССР). В других (Приаралье, Тянь-Шань) — ее положение в конкретных разрезах вызывает полемику.

В западной части Калининградской области граница между эоценом и олигоценом установлена по микроспорам между свитой песков и алевритов и свитой алевритов. В Днепровско-Донецкой впадине и в Припятском прогибе этой границе соответствует граница между киевской и харьковской свитами, а на склонах Воронежской антеклизы — между касьяновской и кантемировской свитами.

На Карпатах эта граница проводится по подошве нижнеменелитовой свиты, над шешорским горизонтом.

В Причерноморской впадине, являющейся стратотипической областью, граница между эоценом и олигоценом проходит между альминским ярусом и кызылджарским горизонтом.

В Поволжье и на Скифской платформе граница эоцена и олигоцена проходит по подошве хадумского горизонта.

На Северном Кавказе граница между эоценом и олигоценом весьма отчетлива и проходит она между белоглинской и хадумской свитами. В Азербайджане она фиксируется по подошве хадумского горизонта (майкопской серии). В Армении граница эоцена и олигоцена проходит по подошве шорагбюрской (шаганской) свиты (Приараксинская зона), между дилижанской и памбакской свитами или амульсарской и ширакской свитами (Севано-Ширакская и Зангезурская зона), по подошве кельбаджарской и абракунисской свит (Нахичеванская АССР). В Ахалцихской депрессии граница между эоценом и олигоценом проходит по подошве горизонта каратубани. В остальной части Грузии она фиксируется по подошве хадумского горизонта. В западной части Туркмении граница между эоценом и олигоценом проходит внутри торымбеурской свиты. В Прикарабогазье она проходит по подошве свиты зеленых пластичных глин. В восточной части Бадхыза с известной долей условности границу между эоценом и олигоценом проводят по подошве свиты песчаников и кавернозных известняков. На Мангышлаке и в Прикаспийской впадине границе между эоценом и олигоценом соответствует подошва майкопской серии. В Башкирском Предуралье к олигоцену относятся пески и глины озерного происхождения с перерывом, залегающие на более древних породах. В Северном Приаралье и Тургайской низменности при составлении карт граница условно проведена внутри чеганской свиты, хотя в настоящее время имеются доказательства, что чеганская свита имеет позднеэоценовый возраст. На картах показана обстановка, существовавшая в собственно олигоценовое время, а граница позднечеганского бассейна обозначена дополнительным условным знаком. На Устюрте за подошву олигоцена принята подошва пачки некарбонатных глин с хадумскими фораминиферами, а в Западном и Восточном Приаралье — подошва некарбонатных глин с *Anomalina munda*.

В Таджикской депрессии и Фергане граница проводится по подошве сумсарских слоев, а в Кызылкумах — по подошве сарбатырской свиты.

В Юго-Восточном Казахстане граница между эоценом и олигоценом проходит между акбулакской и актауской свитами. Во впадинах восточной половины Казахстана она соответствует подошве ашутасской свиты (Зайсан), подошве чаграйской свиты (Рудный Алтай) и подошве кендерлыкской свиты (Тенизская впадина). На Западно-Сибирской низменности граница между эоценом и олигоценом проведена внутри чеганской (атлымской) свиты.

Восточнее Енисея, на Сибирской платформе, Верхоянско-Чукотской и Забайкало-Становой областях поднятий выделение в разрезе осадков олигоцена носит весьма условный характер. Менее условна граница эоцена и олигоцена в Зея-Буреинской (подошва бузулинской свиты), в Среднеамурской (между кузнецовской и угленосной свитами), во впадинах Нижнего Приамурья (подошва угленосной или колчанской свиты) и на Сихотэ-Алине (подошва кхуцинской свиты). На Южном Сахалине эта граница отождествляется границей между краснопольской и такарадайской свитами, а на Северном — с границей между нижнедуйской и генношийской свитами.

На Корякском нагорье в Олюторской зоне граница эоцена и олигоцена проходит по подошве ильпинской (говенской) свиты, в Парапольской зоне — между ткаправаямской и кинкильской свитами, в Пенжинской зоне — между тигильской и ликланской сериями (по подошве

унналькой свиты), в Опухско-Пекульнейской зоне — внутри кулькайской серии (по подошве ионайвеемской свиты), а в Алькатваамской зоне — внутри кыррынайской свиты.

Несмотря на то что **граница между олигоценом и миоценом** является одновременно границей между системами, проведение ее в конкретных разрезах представляет большие трудности, так как она проходит часто в монотонной глинистой серии, к тому же палеонтологически слабо охарактеризованной.

Даже в стратотипическом разрезе олигоцена в Причерноморской впадине его верхняя граница обоснована явно недостаточно — выше слоев с хаттской фауной моллюсков залегают глины и алевролиты, содержащие фораминиферы, споры и пыльцу миоценового облика.

В Литве и Белоруссии олигоцен представлен только своими нижними горизонтами. В Днепровско-Донецкой впадине и в Воронежской антеклизе граница между олигоценом и миоценом проводится внутри полтавской серии, по кровле берекской (журавкинской) свиты. На Карпатах *она условно проведена по кровле поляницкой свиты. В Причерноморской впадине граница проводится внутри майкопской серии, по* кровле слоев с асканийской (хаттской) фауной моллюсков.

В Поволжье возможно, что верхи майкопской серии относятся уже к миоцену, но прямых доказательств этого нет. Вероятнее, что сохранившаяся от размыва часть майкопской серии целиком принадлежит олигоцену.

На Скифской платформе граница между олигоценом и миоценом проводится внутри майкопской серии. На Северном Кавказе, в Азербайджане и Грузии *эта граница отождествляется с границей среднего* и верхнего майкопа. В Приараксинской зоне Армянской ССР граница между олигоценом и миоценом проходит приблизительно между моласовой и пестроцветной свитами, а в Нахичеванской АССР — между красноцветной и пестроцветной свитами. В остальной части Армении самыми древними горизонтами миоцена являются конкские слои.

В Туркмении и на Мангышлаке граница между олигоценом и миоценом *также проходит внутри майкопской серии.*

В Прикаспийской впадине граница между олигоценом и миоценом проходит внутри континентальной толщи. В Башкирии эта граница проходит внутри предуральской серии, по кровле тюльганской свиты.

В Приаралье граница между олигоценом и миоценом проведена условно между байгубеком и аральской свитой*. В Фергане верхней части олигоцена соответствуют низы масагетской свиты, а в Таджикской впадине — шурысайская свита. Залегающие выше красноцветные континентальные *отложения относятся уже к неогену.*

Во впадинах восточной части Казахстана граница между олигоценом и миоценом проходит внутри мощных континентальных толщ и носит условный характер. В лучше изученной Зайсанской впадине граница эта отождествляется с границей ашутасской и акжарской (аральской) свит.

В Тургайском прогибе граница между олигоценом и миоценом намечается внутри серии континентальных отложений.

В пределах Западно-Сибирской низменности кровля олигоцена про*ходит по кровле туртасской (знаменской)свиты, а на севере — корли*ковской толщи. Отложения неогена залегают на них с перерывом.

Восточнее Енисея, на Сибирской платформе, Верхояно-Чукотской и Забайкальско-Становой областях поскольку датировка осадков носит

* Решением *палеогеновой комиссии* МСК от 17 мая 1972 г. *за границу между палеогеном* и неогеном принята граница между нижней и верхней частями байгубекского горизонта.

условный характер, постольку условным является и положение рассматриваемой границы.

В Зее-Буреинской впадине верхняя граница олигоцена отождествляется с кровлей бузулинской свиты, во впадинах Среднего Амура — с кровлей бурофельдской свиты, в Нижнем Приамурье — с кровлей колчанской свиты, а на Сихотэ-Алине — с кровлей кхуцинской свиты. Повсюду более молодые осадки залегают с перерывом.

На Южном Сахалине граница между олигоценом и миоценом проходит между такарадайской и аракайской (гастелловской) свитами, а на Северном — между генношийской и кузнецовской свитами.

На Корякском нагорье, в Олюторской зоне, граница между олигоценом и миоценом проходит внутри ильпинской (по границе подсвит) или говенской свиты; в Парапольской зоне — между иргипинской свитой и агликичской толщей; в Пенжинской зоне — между оммайской свитой и свитой мыса Астрономического; в Опухско-Пекульнейской зоне — между кулькайской серией (или ионайсеемской свитой) и малланской свитой и в Алькатваамской зоне — внутри змейковской свиты.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

ПАЛЕОЦЕН

Судя по косвенным данным, северная половина Европейской части СССР представляла собой обширную равнину. Ее северо-западная часть незначительно возвышалась над Северо-Русской низменностью, образуя Балтийскую возвышенность, которая поставляла терригенный материал в южные бассейны. Над Средне-Русской низменностью, по-видимому, возвышалась Тиманская гряда, а восточным ее обрамлением являлась Уральская возвышенность, переходившая к северу в Новоземельскую гряду. Еще севернее располагались Баренцево и Карское моря, которые являлись окраинными частями Арктического океана. Его глубоководная часть, вероятно, совпадала с современным ее положением (см. приложение 1). Вся эта территория была покрыта жестколистными вечнозелеными лесами и кустарниками субтропиков. Однако к ним примешивались, особенно на западе, хвойные и широколиственные элементы.

К западу от Средне-Русской низменности располагался Польско-Литовский бассейн, который в территорию СССР вдавался мелководным Литовским заливом. Его осадки представлены песками, алевритами, глинами и мергельными илами, на которых обитали мелкие, бентические фораминиферы. К югу от этого залива простиралась Волынская низменность, средняя часть которой имела минимальные отметки. На юго-востоке рельеф несколько повышался, обозначая переход в небольшую Украинскую равнину, которая вместе со своим продолжением — Донецкой равниной, глубоко вдавалась в Южно-Русское море. К северу от этого довольно слабо расчлененного участка суши располагался обширный Днепровско-Донецкий залив, постепенно расширявшийся в течение палеоценовой эпохи. На склонах залива отлагались в основном песчаные, а в его центральной части — глинистые и мергелистые илы, иногда опоки и опоковидные пески. Характер осадков и состав встречающейся в них фауны дает основание предполагать, что воды Днепровско-Донецкого залива обладали нормальной соленостью и относительно высокой температурой. Об этом, в частности, свидетельствует большое количество крупных устриц и грифей, образующих иногда небольшие банки. По типу фауна моллюсков Днепровско-Донецкого залива (ранний палеоцен) очень близка к фауне северогерманской и приволжской, в то время, как в позднем палеоцене она ближе к тенетской фауне Парижского бассейна.

Между Волынской и Закарпатской низменностями располагалось сравнительно узкое Карпатское море (в пределы СССР попадает только часть этого бассейна), в котором формировались мощные серии терригенного флиша. Яремчанский, ямненский и лютский флиш носит черты более или менее мелководных образований. Глубина моря колебалась незначительно. Об этом говорит обилие агглютинированных бентических фораминифер и нуммулитов, а также довольно грубый состав первых элементов ритмов.

Молдавский залив с севера был ограничен Украинской равниной, а с юга — Добруджинской возвышенностью и Крымским островным нагорьем. Осадки Молдавского залива представлены известковыми и известковисто-глинистыми илами. У берегов илы обогащались песчано-алевритовым материалом, а у северного берега отлагались и опоки. Северный берег был низменным — в Молочанской депрессии формировались континентальные пески. Судя по комплексам миоспор, в которых наряду с каштанами и другими листопадными формами обнаружена пыльца пальм, миртовых, а также ниссы, болотного кипариса в низменной прибрежной полосе существовали болота и озера. Господствовал влажный субтропический климат. Воды залива, судя по фауне фораминифер и характеру осадков, были теплыми.

Южно-Русское море простиралось от современного Донбасса до Урала, образуя широкий залив на месте современного Среднего Поволжья, осадки которого имеют ингрессивный характер. Последние представлены главным образом песчаными илами, диатомитами и опоками. Пышный расцвет диатомовой флоры приходился на подводные части дельт. Остатки диатомей отсюда разносились по всему заливу, растворялись и переотлагались в виде глобулярного опала. Залив был мелководным, причем глубины его в течение палеоценовой эпохи колебались от 150 м до нулевой отметки. Его населяли брюхоногие и двустворчатые моллюски (в том числе крупные устрицы), а также одиночные кораллы и диатомовые водоросли. Состав фауны указывает на нормальную соленость вод. С окружающей залив низкой суши сносились продукты глубокого выветривания алюмосиликатов. Основной же материал попадал в залив с громадной водосборной площади. На примыкающих к заливу участках Средне-Русской низменности произрастали субтропическая флора (кипарис, зонтичная сосна, тисс, жестколистные дубы, каштано-дубы, миртовые, стеркулиевые и др.). Климат был теплым и довольно влажным. Южно-Русское море было типичным эпиконтинентальным мелководным бассейном. Сложный рельеф дна и прихотливая конфигурация береговой линии оказывали сильное влияние на распределение осадков. Наблюдается общая закономерность погрубения осадков при приближении к берегам. Характерным является обилие глауконита в песчаных осадках, что подчеркивает мелководность условий накопления песков и детритусовых известковых илов. В этой зоне на ряде стратиграфических уровней отмечены опоки и другие породы, обогащенные кремнеземом, а также цеолиты. В удалении от береговой линии отлагались главным образом глинисто-известковые илы. В периферической зоне осадки палеоцена носят трансгрессивный характер, залегая на размытой поверхности позднемеловых пород. Трансгрессия осуществлялась в два этапа (ранний и поздний палеоцен), причем позднепалеоценовый этап был более значительным.

Северный шельф Южно-Русского моря был населен пластинчатожаберными и брюхоногими моллюсками; наибольшее сходство они имеют с крымской фауной и фауной палеоцена Парижского бассейна, хотя есть и эндемы. Открытые водные пространства были населены фораминиферами, причем бентические формы преобладали и лишь при

приближении к южному берегу (Кавказский остров), а также в восточной половине бассейна развитие получали глобигериниды и глобороталиды. Климат был теплым. Соленость воды была, судя по фауне, близка к океанической.

Кавказский остров ограничивал Южно-Русское море с юга. В палеоценовую эпоху он вряд ли имел сильно расчлененный рельеф и большие высоты. Осадки палеоцена на большом протяжении представлены глинисто-известковыми илами. Лишь западное его окончание, возможно, характеризовалось более молодым рельефом. Об этом свидетельствует обилие песчаного материала в осадках палеоцена вокруг северо-западной оконечности Кавказского острова. Именно к этому району приурочены наибольшие мощности осадков палеоцена (более 1500 м). По обе стороны от западного окончания острова формировался сначала мергельный, а потом терригенный флиш. Об интенсивном размыве западной оконечности острова говорит схема донных течений, которые были направлены от острова в глубь бассейна, а затем поворачивали параллельно берегу. Флишевые бассейны были отшнурованы от Южно-Русского моря цепями островов (кордильерами). Фрагментами этой цепи на севере являлось Адыгейское поднятие, а на юге — поднятие Ахцу.

Одной из особенностей осадков палеоцена является наличие сильного окремнения пород на разных стратиграфических уровнях. Если в раннем палеоцене оно могло иметь вторичный характер, то обилие радиолярий в осадках верхнего палеоцена говорит о присутствии избыточной кремнекислоты в воде. Дно флишевого бассейна населяли моллюски (ранний палеоцен), а также бентические фораминиферы, главным образом агглютинированные и черви-илоеды. Большое развитие имел и планктон (в раннем палеоцене преобладали фораминиферы, а в позднем — радиолярии). Климат, судя по спорово-пыльцевым комплексам и составу фауны, был теплым, субтропическим. Соленость вод, судя по фауне, была нормальной.

Восточнее флишевого бассейна вдоль северного берега Кавказского острова в осадках палеоцена выделяется несколько терригенно-минералогических провинций, указывающих на сложное геологическое строение Кавказской области размыва (кристаллические, метаморфические и осадочные породы разных типов). В зоне шельфа, кроме фораминифер, обитали моллюски и морские ежи.

Южнее Кавказского нагорья располагался бассейн, изобиловавший островами. Здесь можно различить Кавказский пролив и Малокавказский архипелаг. Дифференцированный геотектонический режим и сложная географическая обстановка привели к большой пестроте фаций. В западной части неглубокого Закавказского пролива отлагались карбонатные илы. Здесь обитали моллюски и морские ежи. В пределах Малого Кавказа (Аджаро-Триалетия) формировались мощные серии вулканогенного боржомского флиша. Быстрое прогибание, однако, осуществлялось в неглубоком бассейне, в котором наряду с мелкими фораминиферами обитали нуммулиты. К северу от группы островов — кордильер в узком проливе между ними и Кавказским островом отлагались терригенные флишевые осадки. Колебания глубины пролива во времени были небольшими. Этот пролив к востоку смыкался с азербайджанской частью флишевого трога, отделявшейся от основного бассейна подводной грядой (Кюрдамирский выступ). Судя по минералогическому составу пород сумгаитской свиты, снос обломочного материала в этот бассейн осуществлялся с Кавказского острова. Учитывая обилие песчаных фораминифер и литотамний бассейн этот также был в достаточной степени мелководным. Южнее в Прикуринской впадине осадки палеоцена носят терригенный, в основном мергельный характер, в то время

4738

как на самом юге (Талыш) большую роль играют вулканогенные образования. В узких проливах между островами Малокавказского архипелага отлагались разнообразные карбонатные, терригенные и вулканогенные осадки. Острова, вероятно, имели довольно сложный рельеф и были более возвышенными на юге, чем на севере архипелага. На некоторых из них, возможно, находились и действовали вулканы. Часть излияний лав принадлежит к подводному типу.

Такая сложная, неустойчивая обстановка неблагоприятствовала развитию морской фауны, которая представлена лишь мшанками, литотамниями и фораминиферами, что указывает на нормальную соленость бассейна. Климат был субтропическим, а возможно, и тропическим, судя по редким находкам флоры. Косвенным указанием на жаркий климат могут служить марганцовые проявления в сумгаитских красноцветах, что связано, вероятнее всего, с интенсивным латеритным выветриванием.

Туранское море было отделено от восточной половины Южно-Русского моря Уральской возвышенностью, Мангышлакским архипелагом и отдельными островами у современного Устюрта. Туранское море разделялось на две части Аральским архипелагом, в состав которого входили крупные острова, на западе низменные, а на востоке (Зеравшанский остров) со слабо расчлененным рельефом. Восточная ванна отличалась мелководным характером. На большей части морского дна отлагались карбонатные и глинистые илы, замещавшиеся песчаным материалом при приближении к островам (Мангышлакский архипелаг, Туаркырский и Большой Балханский острова). Наиболее глубокая часть бассейна располагалась в области современного Кюрендага и Малого Балхана. Такое распределение глубин подтверждается и характером расселения фауны. Поблизости от островов на песчаных отмелях обитали устрицы, морские ежи, губки и мшанки, крупные фораминиферы, а у южных островов и кораллы. В открытом море жили только мелкие фораминиферы, видовой состав которых указывает на связь с Южно-Русским морем.

Надо отметить, что осадки позднего палеоцена имеют меньшую мощность и распространены шире, чем раннепалеоценовые, что указывает на постепенное развитие палеогеновой трансгрессии. В то время как в большей части Туранского моря соленость вод была нормальной, ее южная часть (к югу от Мары) отличалась сложными гидрологическими условиями. Здесь происходила периодическая смена вод нормальной морской и аномально-высокой солености. Это касается не только Бадхызского залива, но и проливов и заливов восточной части Туранского моря; для последних характерна быстрая смена фаций и солености как в пространстве, так и во времени. Повышенная соленость вод наблюдалась в периоды обмеления, что в условиях жаркого аридного климата приводило к садке сульфатов. В периоды опусканий морского дна восстанавливалась нормальная соленость и вновь расселялась фауна морского типа. Моллюски обитали и в лагунах, но в этом случае их состав был обеднен (корбулы — модиолы) и фауна имела угнетенный характер (капланбекский комплекс). В водах с нормальной соленостью обитал более богатый комплекс моллюсков (каратагский) поволжского типа. Берега окружающей суши были низкими и в течение палеоцена с них поступало небольшое количество терригенного материала. Осадки носили в основном карбонатный характер (доломитовые илы).

В Таджикском заливе, в его западной части, в первую половину палеоценовой эпохи существовали лагунные условия (повышенная соленость); в восточной части осадконакопление происходило в дельтах рек (красноцветы). Алайский пролив появился в качинский век в связи с развитием трансгрессии, которая привела к восстановлению в Тад-

жикском заливе нормальной солености и прежней береговой линии. Новое обмеление в конце палеоценовой эпохи, связанное с понижением уровня вод, привело к повторению лагунного режима. В Ферганском заливе садка сульфатов была весьма интенсивной в первой половине палеоцена (гипсы Гознау). Соленость вод уменьшалась на протяжении палеоцена и к концу его снизилась до нормальной. В северной его части, примыкающей к Северо-Тянь-Шаньскому нагорью, отлагались дельтовые красноцветы. Повышенная соленость периодически возникала и в части Туранского моря, примыкающего к Ферганскому заливу.

В восточной части Туранского моря отлагались глинистые и известковые илы. Однако при приближении к южным островам и к материковому берегу мы наблюдаем появление песчаных илов, которые четко оконтуривают береговые линии. На материковом мелководье формировались глауконитовые пески с фосфоритовой галькой. Туранское море было населено почти исключительно мелкими бентическими фораминиферами, что свидетельствует о нормальной морской солености. На севере располагался самый крупный залив Туранского моря — Тургайский, вдававшийся в сушу на несколько сотен километров. В центральной его части отлагались глинистые и карбонатные илы, а на прибрежных участках — карбонатные и песчаные, с глауконитом и с гальками фосфорита. Воды залива были теплыми, нормальной солености. Он был мелководным, с хорошей аэрацией придонных вод. В раннем палеоцене залив населяли бентические, реже планктонные фораминиферы, остракоды и спорадически моллюски. Местами развивались колонии губок, в результате отмирания которых образовались спонголиты. В позднем палеоцене залив стал уже и несколько углубился. Большое развитие получили фораминиферы с аглютинирующей раковиной. Появились радиолярии, а в прибрежных частях бассейна — диатомовая флора. Хотя осадки палеоцена на Кустанайской перемычке не сохранились, есть основания предполагать, что в восточной ее части постоянно или периодически возникал пролив, соединяющий Тургайский залив с Западно-Сибирским морем, которое представляло собой крупный водоем с плоскими равнинными берегами. Оно было мелководным, причем обмеление его в течение палеоценовой эпохи прогрессировало. Осадки этого моря очень однообразны и представлены глинистыми илами с пиритом и с примесью песчаного материала, увеличивающейся при приближении к берегам. В приуральской части бассейна и в Иртышском заливе в осадках наблюдается примесь кремнистого материала (опоки и опал) и карбонатные руды (марганцовые и железные). Довольно широко распространен глауконит.

По южной и восточной периферии бассейна формировались широкие аллювиально-озерные равнины, периодически заливавшиеся морем (прослои глауконитовых песков). Осадки этих равнин носят песчаный и глинисто-песчаный характер. Колебания уровня моря связаны, вероятно, с полузамкнутым характером бассейна.

Бассейн был населен бентическими фораминиферами и радиоляриями. Некоторое развитие получила в периферических частях бассейна диатомовая флора. Мелководные участки бассейна, ближе к уральскому берегу, были населены также брюхоногими и пластинчатожаберными моллюсками. По-видимому, известное развитие имела и ихтиофауна, судя по частым находкам зубов акул.

Нерешенным до конца остается вопрос о связях Западно-Сибирского моря с Мировым океаном. Морской облик фауны указывает на существование таких связей и на почти нормальную соленость вод бассейна. Такая связь, хотя бы и периодическая, могла осуществляться через Тургайский пролив (о чем мы писали выше), а также и на севере через

пролив, соединявший Западно-Сибирское море с Арктическим бассейном. К сожалению, северная часть Западно-Сибирской низменности мало изучена и точное положение пролива трудно наметить.

Обширный Азиатский материк в палеоценовую эпоху был сравнительно низким и лишь в восточной его части рельеф был несколько более расчлененным и высоким.

Между Туранским и Западно-Сибирским морями располагалась Казахская равнина. Она представляла собой, по-видимому, слабо всхолмленную местность, с рядом пониженных участков, являвшихся областями аккумуляции осадков. Можно предполагать, что речные долины, заложенные ранее, продолжали развиваться.

Так, Зайсанская низменность озерно-аллювиального типа не являлась бессточной котловиной, а избыток вод направлялся по долине палео-Иртыша в Иртышский залив Западно-Сибирского моря. Для ряда других древних рек, выявленных на Казахской равнине, долина палео-Иртыша являлась базисом эрозии (Чаган, Кызылсу, Ащису, Чара, Бухтарма, Уба, Ульба и др.). Широтного простирания долины известны, по данным Ю. В. Малиновского, и на западе (пра-Нура, пра-Ишим и др.). На водоразделах широко распространены коры выветривания, образовывавшиеся в гумидных условиях. Возможно, что увлажнение чередовалось с засухами, о чем говорит некоторое обогащение гипсом, пропластками кремнисто-карбонатных корок и полигональные трещины.

Судя по остаткам флоры, Казахская равнина была покрыта богатой растительностью. Большая часть видов принадлежит к вечнозеленым тропическим и субтропическим влаголюбивым, в основном лесным, формам. В составе флоры есть и ксерофиты (древовидные и лианы), а также водные папоротники и влаго- и сухолюбивые голосеменные и покрытосеменные. В западной части этой равнины низкогорье было покрыто хвойными лесами, с реликтами меловых папоротников в подлеске. На равнинах саванного типа росли различные мирики и древние реликтовые формы, относимые к формальным родам. Более теплолюбивая и мезофильная растительность покрывала низменные участки и широкие долины рек; ксерофитные растения были приурочены к водораздельным пространствам. Водоемы были населены пресноводными моллюсками, а также позвоночными (черепахи, крокодилы, рыбы).

К востоку Казахская равнина переходила в Алтае-Саянское нагорье, не отличавшееся, по-видимому, большими высотами. К северу от нее располагалась вытянутая в широтном направлении низменность. В ряде пунктов отмечены озерно-аллювиального типа песчано-глинистые осадки, относимые к палеоцену. На востоке низменность упиралась в Байкальский кряж и Становой хребет, а с севера граничила со Среднесибирской равниной и Енисейским кряжем. Последний обладал, наверное, самыми большими высотами в этой части Азиатского материка и являлся областью размыва, поставлявшей осадки в Западно-Сибирское море. Западный склон равнины был относительно крутым, в то время, как в северном, восточном и южном направлениях рельеф постепенно понижался. Водораздельным являлся, скорее всего, участок к северо-западу от современного Байкало-Патомского нагорья. С южного склона этого водораздела реки текли в сторону Ангарской низменности, открывавшейся в направлении Западно-Сибирского моря. К фрагментам террас палеоценовой эпохи можно отнести песчаники и галечники Северо-Западного Прибайкалья. На северо-восток протекали палео-Вилюй, палео-Алдан и т. д. К северу Среднесибирская равнина переходила в Южно-Таймырскую низменность, в северной части которой располагалось невысокое Таймырское нагорье. На восток и северо-восток Среднесибирская равнина постепенно переходила в Лено-Ви-

люйскую низменность. Остатки речной сети палеоценового времени на Мархинско-Мунском водоразделе фиксируется в виде маломощного пласта галечников и песков. Лено-Вилюйская низменность имела выход в сторону моря Лаптевых и служила, по-видимому, долиной палео-Лены. В северной части этой долины (современная Быковская протока Лены) сохранились угленосные, аллювиальные и дельтовые осадки, относимые к палеоцену. Галечники состоят из пород, неизвестных ни на Сибирской платформе, ни в Верхоянском хребте, ни в Северном Прибайкалье. Изучение ориентировки косых слойков показало, что материал сюда сносился с северо-востока, с возвышенности на берегу моря Лаптевых — современные Ляховские острова. К востоку от этой возвышенности располагалось мелководное Восточно-Сибирское море, осадки которого сохранились на современных островах Новая Сибирь, Фаддеевском и др. Они представлены песками и глинистыми илами с остатками пелеципод и линзами угля. Последние могли образовываться на заболоченных периодически осушавшихся участках. На суше произрастали хвойно-широколиственные леса с теплолюбивыми мезофильными формами. Покровы кварцевых порфиров, липаритов и их туфов на современном Котельном, Фаддеевском островах и на Земле Бунге являются свидетелями проявления вулканической деятельности.

Можно предположить существование островов, наиболее крупным из которых был Новосибирский остров. Южный берег Восточно-Сибирского моря был низменным, причем такой же характер суши имела далеко вдававшаяся в глубь континента Колымская низменность. В более возвышенную сушу вдавались широкие речные долины, одна из которых показана на карте (палео-Индигирка). В ее дельте, так же как и в дельте палео-Лены, отлагались песчано-глинистые и угленосные осадки.

Вся остальная часть северо-востока Азиатского материка представляла собой сильно расчлененную сушу, изобиловавшую многочисленными горными массивами, между которыми существовали относительно пониженные долины и котловины. Вряд ли эти возвышенности отличались большими высотами, за исключением Чукотского и Корякского нагорий. В пределах этой страны датированных отложений палеоцена неизвестно. Условно к палеоцену относятся многочисленные вулканогенные образования. На Чукотском нагорье и севернее развиты базальтовые и андезито-базальтовые лавы и их туфы, залегающие в виде горизонтальных покровов на древнем пенеплене. В бассейне современной р. Алазей в палеоценовую эпоху происходило излияние лав основного и кислого состава. Многочисленные останцы лавовых покровов известны и на Приохотской равнине. В связи с расчлененностью рельефа, в некоторых межгорных впадинах накапливались галечники, пески и алевриты, возможно в условиях небольших замкнутых водоемов (например, в современной Моланджинской впадине). Более интенсивно было осадконакопление в Пенжинской котловине, соединявшейся с Западно-Камчатской низменностью; здесь в небольших замкнутых бассейнах отлагались галечники, гравелиты, туфогенные пески, глинистые илы и угли. Каолиновый состав кор выветривания указывает на теплый и влажный климат. О том же свидетельствуют растительные остатки (большая величина листьев и наличие тропических форм).

Рельеф более южных частей Азиатского континента был сходен с рельефом Северо-Востока СССР. Мы очень мало знаем о Становом хребте и Даурском нагорье, так как палеоценовые осадки там не сохранились. Можно думать, что после меловой эпохи здесь вряд ли произошли крупные изменения и весь этот район сохранил низкогорный рельеф, расчлененный на гряды и межгорные впадины. Озерные осадки

палеоцена (глины и пески) известны лишь в Верхнезейской межгорной котловине, которая была окружена горами, покрытыми хвойно-широколиственными лесами.

Даурское нагорье к востоку переходило в Буреинское нагорье, к югу от которого располагалась Зея-Буреинская заболоченная низменность, периодически покрывавшаяся озерными бассейнами и множеством русел блуждающих рек. Здесь накапливались угли, пески и глинистые илы. Территория, окружающая низменность, была покрыта широколиственными лесами с теплолюбивыми элементами, на юге имеющими ксерофитный характер.

К Буреинскому нагорью с востока примыкала Среднеамурская низменность, восточным ограничением которой служил Сихотэ-Алиньский хребет. Она представляла собой сильно расчлененную местность, состоящую из ряда водоразделов и расположенных между ними впадин рельефа, иногда заполненных осадками. Эти впадины являлись, вероятно, останцами системы древних речных долин и озер с общим стоком в южном направлении. В северной части этой системы развиты русловые и пойменные пески и глины, а южнее встречаются и пласты бурых углей. На водоразделах происходили излияния андезитов и дацитов. Климат, судя по растительным остаткам, здесь был более влажным и теплым, чем на Зея-Буреинской низменности. В пределах хр. Сихотэ-Алинь происходили мощные вулканические извержения андезитов и дацитов, причем излияния были не только точечного, но и трещинного типа.

Сахалин в палеоценовую эпоху представлял собой невысокое нагорье. Судя по геофизическим данным, акватория современного Охотского моря имела сложное строение и состояла из элементов относительно стабильных и относительно подвижных, по-разному проявлявших себя на протяжении палеогенового периода. Во всяком случае в палеоценовую эпоху нет оснований предполагать здесь существование какого-либо бассейна, в котором происходило бы осадконакопление. Охотия в это время была частью Азиатского материка, более возвышенной на западе (Приохотская равнина) и низменной на востоке (Охотская низменность). На Курильских островах в настоящее время также отсутствуют осадки палеоцена, однако они могли быть размыты впоследствии, а на этом месте можно предполагать существование бассейна — прибрежной части Тихого океана, глубины которого быстро нарастали к востоку.

Осевая часть современной Камчатки представляла собой нагорье, имевшее, вероятно, сложный, сильно расчлененный рельеф. К западу от этого нагорья располагалась Западно-Камчатская низменность, покрытая на юге аллювиальными и озерного типа песчано-глинистыми осадками. Восточно-Камчатское море, судя по характеру осадков и фауны (моллюски, фораминиферы, радиолярии), было сравнительно мелководным, хотя имело широкое сообщение с Тихим океаном. Особенностью его осадков является большая роль вулканических образований. В это время существовали и наземные вулканические сооружения (например, на Щапинской кордильере). Источником сноса терригенного материала служило Камчатское нагорье и Олюторский полуостров, покрытые, по данным Л. Ю. Буданцева, смешанным хвойно-широколиственным листопадным лесом, существовавшим в условиях теплого умеренного климата. Камчатское нагорье к северу переходило в Корякское нагорье. Олюторский полуостров, возможно, далеко вдавался в Восточно-Камчатское море. На север от него, по-видимому, отходила длинная коса, отделявшая Корякский залив от открытого моря. Осадки этих бассейнов представлены глинистыми илами и реже

песками, образовавшимися за счет размыва этой косы и Корякского нагорья. Здесь, в связи с близостью к суше и мелководным характером бассейнов, обитали многочисленные пелециподы, гастроподы и ракообразные. Окружающая суша была покрыта богатой растительностью, которая, судя по наличию пыльцы и спор тропических и субтропических форм, произрастала в теплом и влажном климате.

В палеоцене начала развиваться одна из крупнейших на территории СССР трансгрессий. Море захватило большие пространства, осушенные к концу датского века. Господствовал жаркий и влажный климат. Существенно изменился состав фауны и флоры; появились новые группы фауны (нуммулиты), которые в дальнейшем получили широкое развитие.

РАННИЙ И СРЕДНИЙ ЭОЦЕН

Судя по характеру осадков бассейнов, окружавших восточную половину Европейского континента, рельеф его мало изменился по сравнению с палеоценовой эпохой. По-прежнему обширные пространства занимала Северо-Русская низменность. Ее западная часть была покрыта хвойно-лиственными лесами субтропиков (?) с участием жестколистных дубов, широколиственных пород и вечнозеленых кустарников. К северу низменность повышалась и постепенно переходила в Балтийскую возвышенность, являвшуюся основным поставщиком терригенного материала в южные бассейны. Восточным ограничением низменности служила невысокая Уральская возвышенность, переходившая к северу в Новоземельскую гряду. На общем низменном рельефе выделялись, вероятно, Тиманская гряда и возвышенность Общего Сырта. Положение северной береговой линии Европейского материка неясно. На то, что она проходила несколько севернее современной, указывают находки эоценовых фораминифер в молодых осадках Большеземельской тундры. О существовании шельфового Баренцевого моря свидетельствует наличие на Шпицбергене морских эоценовых осадков. К северу море переходило в более глубокий Арктический океан (см. приложение 2).

К западу от Средне-Русской низменности располагался Польско-Литовский бассейн, несколько сократившийся в размерах по сравнению с палеоценовой эпохой. Здесь отлагались кварцевые пески и глинистые илы. По-видимому, Польско-Литовское море получило устойчивое сообщение с Южно-Русским морем, через Припятский пролив. Осадки этого и более восточной части Южно-Русского моря (современная Днепровско-Донецкая впадина) представлены в основном песками, которые по мере удаления от берегов обогащались глинистыми илами. Наличие глауконита, иногда в больших количествах, говорит о мелководности, а характер фауны — о мелководности и нормальной солености вод. Комплекс видов пелеципод и гастропод, обитавших в этой части Южно-Русского моря, очень близок к лютетской фауне Англо-Парижского бассейна, что подтверждает существование широкого сообщения с последним.

К югу от Припятского пролива располагалась Волынская низменность, переходящая к востоку в Украинскую низменность и далее в Донецкую равнину. Украинская низменность временами заливалась морем, проникавшем языками в понижения рельефа (долины), в которых в моменты отступления моря оставались озера и болота, поросшие буйной тропической растительностью. В результате формировались угольные пласты. Южнее, между Волынским и Закарпатским участками суши, существовало Карпатское море, в котором формировался флиш (манявский и выгодский). Это неспокойное, с меняющимися глубинами

в пределах первых сотен метров море было мелководным, о чем свидетельствует фауна нуммулитов и бентических фораминифер и обилие песчаного материала. Море было теплым и имело нормальную соленость. Течения разносили терригенный материал в северо-западном направлении.

К югу от Украинской низменности располагался значительно увеличившийся в результате трансгрессии Молдавский залив Южно-Русского моря, южным ограничением которого была Добруджинская равнина и Крымское нагорье. Эта часть бассейна имела широкое сообщение с Тетисом. Осадки залива в центральной его части представлены карбонатными и глинистыми илами, а по периферии — песками, иногда с глауконитом. Детритусовые пески отлагались у южного побережья. Залив был мелководным.

Фауна Молдавского залива была разнообразна. Большое распространение имели нуммулиты, что свидетельствует о небольших глубинах, нормальной солености вод и теплом климате. В прибрежной полосе обитали пелециподы и гастроподы. У южного побережья обитали устрицы, морские ежи и крабы. Фораминиферы были менее распространены (в основном, бентические формы). Северный берег залива был извилистым и в пределы Украинской низменности иногда проникали морские воды. В конце среднего эоцена здесь формировались континентальные осадки (угли, пески, глины). Растительность была представлена миртовыми, энгельгартией, березой, грабом, каштаном, липой и др., указывающими на значительную расчлененность суши.

Южно-Русское море простиралось до южной части Уральской возвышенности, Мангышлакского архипелага и восточной окнечности Кавказского острова. В его северной части продолжал существовать Ульяновский залив, в котором отлагались пески и реже глинистые илы. По увеличению песчанистости и грубости осадков вверх по разрезу можно предполагать, что обмеление залива прогрессировало и к концу среднего эоцена на его месте установился континентальный режим. В водах залива обитали рыбы. На окружающей залив суше произошла некоторая аридизация и небольшое похолодание. Наряду с субтропическими (пальмы), получают распространение широколиственные формы более умеренных флор (буки, липы).

Осадки основной акватории Южно-Русского моря представлены известковистыми и глинистыми илами, обогащающимися ближе к берегам песчаным и алевритовым материалом с глауконитом и фосфоритами. В первую очередь это касается восточных берегов и Башкирского залива, вдававшегося в Туруханскую низменность.

Население Южно-Русского моря было богатым и разнообразным. В прибрежной полосе обитали пелециподы и гастроподы. Раннеэоценовые моллюски современного Поволжья соответствуют комплексу моллюсков Англо-Парижского бассейна и современной Украины, что еще раз подтверждает наличие сообщения с европейскими бассейнами именно через Припятский пролив. Моллюски же южного побережья Кавказского острова (калужский комплекс) имели эндемичный характер или (Крымское побережье) близки к тетическим комплексам, что говорит за сообщение с южными морями Тетиса. Нуммулиты были расселены широко. Особо широким распространением пользовались мелкие фораминиферы. Весьма полно представлен комплекс планктонных фораминифер и радиолярий, главным образом на юге.

Судя по данным о расселении фораминифер и радиолярий, можно думать, что бо́льшими глубинами Южно-Русское море характеризовалось на юге, особенно к северо-востоку от Кавказского острова. В Башкирском заливе и в северной части бассейна обитали губки и иногда

акулы, черви-илоеды и спорадически диатомовые водоросли. Все это свидетельствует о нормальной солености и оптимальной температуре вод Южно-Русского моря. Флора прилегающих участков суши изучена недостаточно. Имеются данные о небольшом похолодании и некоторой аридизации климата северного побережья.

Кавказский остров был, по сравнению с палеоценовой эпохой, несколько снивелирован — песчано-алевритового материала поступало с него в окружающие бассейны меньше. Флишеобразование у северо-западных берегов Кавказского острова прекратилось в конце раннего эоцена, а вдоль южного берега Кавказского острова продолжалось в течение всего рассматриваемого отрезка времени.

В северной половине Закавказского пролива отлагались известковые и глинистые илы, иногда с примесью песчаного материала, а в южной его половине, начиная с современной Аджаро-Триалетии, большую роль играл вулканогенный материал, обилие которого характерно и для проливов Малокавказского архипелага. В Аджаро-Триалетии преобладали излияния дацитов и андезитов, а в пределах Малокавказского архипелага — порфиритов, кварцевых порфиров и кератофиров. Излияния носили как субаэральный, так и субаквальный характер. В составе терригенных осадков преобладали глинистые и алевритовые илы и пески, а также пирокластолиты от туфов до пеплов, образующих большие мощности. Зона осадконакопления, по сравнению с палеоценом, расширилась, что свидетельствует о развитии палеогеновой трансгрессии, максимум которой приходится здесь на средний эоцен.

Население Закавказского и Малокавказских проливов отличается богатством и разнообразием. Большую роль играли нуммулиты, которые образовывали на юге банки и достигали гигантских размеров. Также почти повсеместно обитали и мелкие фораминиферы, в том числе планктонные, особенно обильно представленные в восточной половине Закавказского пролива (нижний коун). В самых мелководных частях акватории обитали моллюски, среди которых относительно крупными были устрицы. В разных частях бассейна жили морские ежи, кораллы и рыбы. Известны также литотамниевые водоросли. Все это говорит об исключительно благоприятных условиях обитания животного и растительного мира, связанного, вероятно, с теплыми водами нормальной солености. Имеются скудные данные о флоре, подтверждающие существование жаркого и влажного климата.

В результате трансгрессии в область Туранского моря под зеркало воды ушла большая часть островов Аральского архипелага и установилось широкое и постоянное сообщение с Западно-Сибирским морем через Тургайский пролив. Хотя Аральский архипелаг сильно сократился, однако, все же он разделял Туранское море на две ванны — западную и восточную. В западной ванне преобладающими осадками являлись карбонатные и глинистые илы, которые при приближении к береговым линиям, в том числе и островным, обогащались грубым терригенным материалом. Южнее Мангышлакского острова отлагался писчий мел.

Население моря было достаточно разнообразным. Почти повсеместно обитали мелкие корненожки как бентические, так и планктонные. Видовой состав последних свидетельствует о широком сообщении с южными частями Южно-Русского моря. На участках дна, примыкающих к суше, получили развитие устрицы (Мангышлак, Бадхыз, Таджикский залив), пелециподы и гастроподы (упомянутые районы, Копетдаг), а также нуммулиты (Мангышлак, Бадхыз, Таджикский залив). Некоторое распространение имели рыбы. В Таджикском заливе обитали остракоды, брахиоподы, морские ежи, раки, черви. Судя по особенностям расселения фауны, можно сказать, что море имело различные глубины,

наибольшие в районе современных Каракумов, хотя и здесь они не достигали, наверное, 200 м. Море было теплым и имело нормальную соленость. Красная окраска пород в южных частях бассейна (Бадхыз) свидетельствует о сухом и жарком климате.

Восточная ванна Туранского моря имела несколько меньшие размеры. Наиболее распространены в нем были известковые и глинистые илы, обогащающиеся песчано-алевритовым материалом по мере приближения к берегам. При приближении к азиатскому берегу, в районе Сарысуйского залива, формировались галечники. Несколько изолированным был Ферганский залив, который имел соединение через Алайский пролив с Таджикским заливом. Здесь, наряду с глинистыми и реже известковистыми илами, в результате периодических выпариваний, отлагались гипсы (ранний эоцен). В открытой части моря восточной ванны обитали главным образом фораминиферы как планктонные, так и бентические, остракоды, радиолярии, акулы и другие рыбы. Ближе к суше, в более мелководных условиях в Сарысуйском заливе селились толстостенные устрицы, мелкие пелециподы и фораминиферы, а также диатомовые водоросли.

Детальнейшие исследования Р. Ф. Геккера, А. И. Осиповой и Г. Н. Бельской [44] показали, что Ферганский залив в течение раннего и среднего эоцена пережил довольно сложную историю. Фауна и флора Ферганского залива была очень богатой (крупные устрицы, другие пелециподы, гастроподы, фораминиферы, остракоды, морские ежи, мшанки и т. д.). Залив изобиловал несколько опресненными лагунами и лишь в моменты наиболее широкой связи с Туранским морем соленость вод залива приближалась к морской.

Климат восточной ванны был жарким, хотя и не в такой степени, как в палеоцене. На Зеравшанском острове в течение раннего и среднего эоцена произрастала теплолюбивая флора, содержащая тропические и субтропические формы. Наряду с мезофильными встречаются и ксерофиты (эфедра, вельвичия). Рельеф острова, по-видимому, был расчлененным и на возвышенных участках росли дубы, каштаны, хмелеграбы, платаны. В среднем эоцене климат стал несколько более влажным.

Тургайский пролив, возникший в результате развития эоценовой трансгрессии, имел в ширину до 300 км. Осадки пролива из-за сложности рельефа его дна были пестрыми по составу. Повсеместно отлагались глинистые илы; на юге к ним примешивались известковые илы, а в северном направлении увеличивалась примесь кремнезема. В бортовых зонах, особенно при приближении к западному берегу, значительно увеличивается примесь песчано-алевритового материала, который в непосредственной близости к Уральскому нагорью замещает все другие осадки. Примесь глауконита указывает на небольшие глубины. В южной части пролива обитали мелкие фораминиферы, нуммулиты, остракоды, радиолярии, рыбы; в северной — одиночные кораллы, губки, радиолярии, песчаные фораминиферы, диатомовые и кремнево-жгутиковые водоросли. В мелководной зоне обитали пелециподы, реже гастроподы, различные водоросли, радиолярии, бентосные фораминиферы, остракоды, рыбы. Более глубокую часть населяли тонкостенные пелециподы, рыбы и фораминиферы. Воды пролива имели нормальную соленость.

Севернее располагалось обширное Западно-Сибирское море, значительно увеличившее свои размеры, главным образом в восточном и северном направлениях. Осадки этого моря отличаются большим однообразием и представлены главным образом глинистыми илами с примесью кремнистого материала, иногда (в периферических частях бассейна) нацело замещавшимися опоками и диатомитами. При приближении

к южному и восточному берегам осадки обогащались песчано-алевритовым материалом. Берега были низменными и переходили в аллювиальные равнины, где отлагались пески и алевролиты. Равнины эти на юге время от времени заливались морем. В окраинных частях бассейна формировались лептохлоритовые железные руды. В Приуральской его части накапливались руды марганца.

Население Западно-Сибирского моря не отличалось разнообразием. Повсеместно, но в разных количествах обитали акулы, радиолярии и диатомовые водоросли, а также мелкие фораминиферы. В юго-западной части моря в мелководной зоне расселялись моллюски, в том числе и устрицы, одиночные кораллы и кремнево-жгутиковые водоросли. Пелециподы в небольших количествах обитали и на севере. Западно-Сибирское море не было глубоководным. Глубина моря увеличивалась к его центральной части, но и здесь, вероятно, не превышала немногих сотен метров. Состав фауны и флоры моря указывает на то, что его воды имели нормальную соленость, а температура их была ниже, чем температура вод более южных морей. Увеличение размера акватории свидетельствует о том, что если и ранее, для палеоцена можно было предполагать сообщение Западно-Сибирского моря с Арктическим океаном через Карское море, то для раннего и среднего эоцена для этого имеются еще большие основания.

Азиатский материк претерпел незначительные изменения. Казахская равнина представляла собой слабо всхолмленную местность с отдельными впадинами и речными долинами. Самой крупной из впадин была Зайсанская, на территории которой в это время образовывались болота и озера, имевшие общий сток по палео-Иртышу в сторону Иртышского залива. Осадки раннего и среднего эоцена (пески и глинистые илы) накапливались в обширной Сарысуйской лагуне (севернее Сарысуйского залива) и в ряде мелких впадин, а также в долинах пра-Нуры, пра-Ишима и других рек. Казахская равнина была покрыта лесами. Наибольшим развитием пользовались субтропические формы (мирики, каштаны, дубы, ликидамбары, барбарисы, ниссы, аралии и пальмы) с примесью умеренных мезофильных широколиственных элементов и хвойных растений. По сравнению с палеоценовой эпохой флора содержала меньше древних элементов и отражала несколько более ксерофитные условия, хотя климат в целом был влажным и субтропическим. Приозерные участки и мелкие водоемы населяли различные бронтотерии, архаичные тапирообразные и другие млекопитающие, антракотерии, мелкие черепахи, крокодилы и рыбы, а также многочисленные униониды.

Казахская равнина смыкалась с Алтае-Саянским нагорьем, севернее которого располагалась Ангарская низменность. Она открывалась в сторону Западно-Сибирского моря и служила главной долиной, к которой тяготела речная сеть обширного района между водоразделами Алтае-Саянского нагорья и Среднесибирской равнины (водораздел которой совпадал, вероятно, с современным Витимо-Патомским нагорьем). К этому времени, возможно, относится заложение озерного бассейна на месте южной ванны современного Байкала, в который впадала палео-Селенга. Пески и галечники ее дельты имеют мощность более 1000 м.

К северу от Ангарской низменности простиралась обширная Среднесибирская равнина, о малом расчленении рельефа которой можно судить по характеру сохранившихся палеогеновых поверхностей выравнивания, бронированных траппами. Наибольшими высотами, вероятно, обладал возвышавшийся над равниной Енисейский кряж. К северу равнина опускалась в Южно-Таймырскую низменность, в которую с запада

вдавался Усть-Енисейский залив Западно-Сибирского моря, а с востока — Хатангский залив моря Лаптевых. Таймырское нагорье, ограничивавшее Южно-Таймырскую низменность с севера, омывалось водами Арктического океана, Карского моря и моря Лаптевых.

К востоку Среднесибирская равнина переходила в Лено-Вилюйскую низменность, имевшую выход в сторону моря Лаптевых и являвшуюся водосбором бассейна палео-Лены (палео-Вилюй, палео-Алдан и др.). В дельте палео-Лены продолжали накапливаться угленосные озерные осадки (часть материала поступала сюда, как и прежде, с севера), а южнее, на современном Мархинско-Мунском водоразделе, фиксируются маломощные галечники. Возможно, что в начале эоцена образовался озерно-болотный бассейн у устья современного Алдана (по другим данным с олигоцена). Эта низменность ограничивалась с востока Верхоянским нагорьем, а с юга — Алданской равниной. Область к югу от Алданской равнины была приподнята над окружающей местностью. По-видимому, здесь можно различить Байкальский кряж, Становой хребет и Даурское нагорье. Рельеф был в достаточной мере расчлененным и хребты разделялись широкими депрессиями.

К северо-востоку от Верхоянского хребта также, вероятно, заметной перестройки не произошло. Береговая линия Восточно-Сибирского моря не мигрировала, море было мелким, с островами (например, Новосибирский остров). В юго-восточной его части формировались терригенные осадки, а ближе к материку зафиксированы излияния кварцевых порфиров и липаритов. Среди осадков нередки угли, что говорит о возможных колебаниях уровня моря, чередования морского режима, сменявшегося периодически обстановкой болотистой равнины Хвойно-широколиственные леса (пыльца) на окружающей суше и болотная растительность говорят о влажном климате, который, вероятно, можно охарактеризовать как умеренный.

Побережье материка было, скорее всего, низменным. Подтверждением этому служит формирование озерно-болотных песчано-глинистых и угленосных осадков в дельте палео-Индигирки. Северо-восточная часть Азиатского материка с палеоценового времени почти не подверглась изменениям. По-прежнему здесь можно различать ряд возвышенностей (Верхоянское нагорье, нагорье Черского, Омолонская возвышенность, Чукотское и Корякское нагорья). Следует отметить значительное сокращение вулканической деятельности. Возможно, что излияния продолжались лишь по крупным разломам — Анадырскому и Пекульнейскому.

Анадырская низменность, разделявшая Корякское и Чукотское нагорье, в начале эоцена продолжала оставаться аккумулятивной, сильно заболоченной равниной, покрытой лесами, где произрастали пальмы, магнолии, мирты, бегонии. Здесь отлагались кварц-полевошпатовые пески, глины и формировались угли. Она имела выход в сторону Камчатского залива и к востоку переходила в Охотскую равнину, которая в связи с эоценовой трансгрессией сократилась в размерах. Есть основания предполагать, что глубоко вдававшийся в сушу залив делил Охотскую равнину на Прикамчатскую сушу и на Сахалинский полуостров. К востоку от Даурского нагорья рельеф был в достаточной мере контрастным — возвышенные участки суши чередовались с низменными. Наиболее вероятно существование Буреинского нагорья и Сихотэ-Алиньского хребта. На Зея-Буреинской низменности осадконакопление в начале эоцена прекратилось. Пространство между Буреинским нагорьем и Сихотэ-Алиньским хребтом имело сложный рельеф. Среднеамурская низменность представляла собой систему мелких озерно-аллювиальных впадин, имеющих общий сток на юг. Они были заполнены песчано-

глинистыми и угленосными осадками. Водоразделы были сложены продуктами синхронной вулканической деятельности, осуществлявшейся как точечными вулканами, так и по трещинам. Изливались липариты, фельзиты и кварцевые порфиры.

Между Даурским и Буреинским нагорьем существовала широкая долина с озерами, со стоком в сторону Охотской равнины.

Сихотэ-Алиньский хребет являлся ареной вулканической деятельности, хотя ранне-среднеэоценовый ее этап трудно выделить особо. Климат, существовавший на Среднеамурской низменности, судя по наличию монтмориллонитовых и каолинитовых кор выветривания и по составу флоры (хвойно-широколиственные леса с участием субтропических растений), был влажным и теплым.

Большая часть современного Сахалина входила в состав обширного Сахалинского полуострова и лишь в восточной части в понижениях между Сихотэ-Алиньским хребтом и Сахалинским полуостровом шло осадконакопление. В раннем эоцене здесь отлагались галечники и пески и формировались угли. По-видимому, это была предгорная заболоченная равнина. Постепенно, уже в среднем эоцене эта равнина, в результате наступления моря превращалась в лагуны и заливы, в которых обитали корбикулы и устрицы, а к концу среднего эоцена она превратилась в морской мелководный, тепловодный, бассейн с глубинами, судя по распространению толстостенных устриц и питарий и фоссилизировавшимся волноприбойным знакам, не превышавшими 50 м. В устьях рек селились корбикулы и мии. Сахалинский полуостров имел равнинный и низкогорный рельеф (в раннем эоцене может быть и среднегорный) и был покрыт на севере хвойными, а на юге платановыми и лавровыми лесами, что говорит о некоторой климатической (возможно, здесь оказалось и влияние рельефа) зональности.

Влияние эоценовой трансгрессии на осадконакопление в пределах Восточно-Камчатского моря было незначительным. Здесь повсеместно отлагались полимиктовые пески, алевритовые и глинистые илы с примесью туфогенного материала. У современного Кроноцкого полуострова происходило интенсивное излияние базальтовых шаровых лав. В Кирганикской зоне формировались вулканические брекчии и лавы базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов. В западной части Восточно-Камчатского моря располагался Камчатский архипелаг. По-видимому, через пролив, отделявший материк от северных островов архипелага, морская трансгрессия вторглась в Западно-Камчатскую низменность и постепенно образовала залив, к концу среднего эоцена захвативший часть этой низменности (Камчатский залив). Большая часть этой территории в начале эоцена была занята озерами и болотами (включая и современную Пенжинскую губу), в которых отлагались пески, глинистые илы и периодически формировались угли. В окраинных зонах (современная Барабская впадина) отлагались гравийники и галечники. В Камчатском заливе обитали гастроподы, пелециподы и морские звезды — жители нормально соленых бассейнов. В Восточно-Камчатское море вдавался Олюторский полуостров, северная его ветвь отделяла от моря узкий и длинный Корякский залив, в котором отлагались пески и глинистые илы. Население Восточно-Камчатского моря составляли пелециподы, гастроподы радиолярии и бентические фораминиферы с известковой раковиной. Это фауна открытого теплого моря с нормальной соленостью. Лишь на некоторых, вероятно приустьевых, участках обитали цирены и корбикулы, переносящие значительное опреснение. К востоку от описанных внутренних морей располагался Тихий океан.

В раннем и среднем эоцене продолжалось развитие палеогеновой трансгрессии. Некоторое увеличение контрастности рельефа по сравне-

нию с палеоценовой эпохой явилось результатом известного оживления тектонической активности. Жаркий и влажный климат характерен для всей территории СССР. Сравнительно незначительно изменился состав растительности и животного мира.

ПОЗДНИЙ ЭОЦЕН

Рельеф восточной половины Европейского материка в позднеэоценовое время был снивелирован. Наибольшее пространство по-прежнему занимала Северо-Русская низменность. Ее западная часть была покрыта лиственно-хвойными лесами, с большим участием каштана и каштанопсиса; восточнее хвойные породы уступают место широколиственным формам, с примесью каштанов и каштанопсисов.

К северу равнина постепенно переходила в Балтийскую возвышенность. Южный берег материка был очень низменным и плоским и периодически покрывался водами Южно-Русского моря. Восточным ограничением материка являлась Уральская возвышенность, переходящая в Новоземельскую гряду. К западу от Уральской возвышенности можно предполагать существование Тиманской гряды и возвышенности Общего Сырта. Положение северной береговой линии вряд ли изменилось по сравнению со среднеэоценовым временем. На севере мелкое эпиконтинентальное шельфовое море сливалось с Арктическим океаном (см. приложение 3).

Южно-Русское море в западной части, в связи с развитием палеогеновой трансгрессии, расширилось, а на востоке сократилось. Литовский залив и Припятский пролив были очень мелководными, в них отлагались кварцевые глауконитовые пески. Берега залива были покрыты сосновыми лесами с примесью широколиственных форм с теплолюбивыми элементами (мирики). Смола сосен, покрывавших прибрежные дюны, в изобилии насыщала пески залива.

В Припятском проливе также осаждались в основном кварцевые песчаные илы и лишь в отдельных ее частях глинистые. Украинская среднеэоценовая суша ушла под зеркало воды, за исключением ряда возвышенных участков, составивших Украинский архипелаг. Самым крупным являлся Донецкий остров. Днепровско-Донецкая ванна Южно-Русского моря получила широкое сообщение с Причерноморской.

В Днепровско-Донецкой ванне отлагались глинистые и карбонатные илы и опоки, ближе к берегам обогащавшиеся песчано-алевритовым материалом. Фауна бассейна была богатой и разнообразной. Мелководье населяли губки, пелециподы, гастроподы и нуммулиты, а в более глубоких частях бассейна обитали почти исключительно мелкие корненожки и радиолярии. Известное распространение имела диатомовая флора. Судя по этим данным, море было теплым и имело нормальную соленость. Ассоциация моллюсков латторфского типа указывает на широкие связи Днепровско-Донецкого бассейна с Западноевропейским. Судя по флоре окружающих берегов (папоротники, мангровые, пальмы, секвои и др.), климат был тропическим, хотя во второй половине позднего эоцена уже наметилось похолодание. Волынская низменность, хотя и заливалась временами неглубоким морем (оставившим после себя глауконитовые пески с моллюсками), отделяла Южно-Русское море от Карпатского. В последнем продолжал формироваться терригенный флиш. В Дуклянской зоне осаждались глинистые и карбонатные илы. Течения имели северо-западное направление. Населяли Карпатское море фораминиферы. К концу эоцена расселяются моллюски и нуммулиты. Море было теплым, с нормальной соленостью вод.

Молдавский пролив, отвечающий Причерноморской ванне, значительно расширил свою акваторию, а центральная ее часть имела наибольшую глубину, не выходящую, однако, за пределы первых сотен метров. На дне пролива отлагались карбонатные и глинистые илы, которые обогащались песчано-алевритовым материалом при приближении к береговым линиям. Мелководье Молдавского пролива населяли нуммулиты, кораллы, пелециподы, гастроподы с толстостенными раковинами, кремневые губки, морские ежи. На бо́льших глубинах обитали моллюски и мелкие фораминиферы. Планктон был представлен фораминиферами и рыбами. Море было теплым, с нормальной соленостью вод. Суша была покрыта хвойными таксодиевыми лесами с примесью пальм (нипа), фикусов и субтропических папоротников. Появились открытые пространства, заросшие травами и кустарниками.

Основная ванна Южно-Русского моря простиралась от Донецкого острова до линии, условно проводимой от восточного окончания Кавказского острова через Мангышлакский архипелаг до южного окончания Уральского нагорья. На дне отлагались глинистые и известковые илы. При приближении к северному берегу к ним примешивался сначала алевритовый, а еще ближе к берегу песчаный материал. Ближе к Донецкому острову количество карбонатных илов резко снижалось и известную роль приобретали кремнистые осадки. Пески континентального типа отлагались в Туруханской низменности.

Существенной особенностью осадков бодракского века является повышенное содержание битуминозных веществ. Расселение фауны, приуроченной к кумской свите и ее аналогам, показывает, что в битуминозные мергели заключены остатки диатомовых, радиолярий, мелких планктонных фораминифер, гребешков, рыб, иногда достигавших крупных размеров (лиролепис) и китов, т. е. в это время донная фауна не существовала. В прибрежных одновозрастных осадках встречаются уже и бентические фораминиферы и остатки кремневых губок. Все это свидетельствует о сероводородном заражении, охватывавшем большие пространства. Ко второй половине позднего эоцена, возможно в связи с обмелением бассейна, сероводородное заражение прекратилось.

Население моря в альминский век было гораздо более богатым. Основу его составляли фораминиферы, которые расселялись по дну бассейна и в толще воды в громадных количествах, а также радиолярии, кокколитофориды и силикофлагелляты. Кроме того, в прибрежных зонах обитали моллюски, а в пелагиали — рыбы, главным образом акулы. Все это показывает, что море было нормально соленым и теплым. Вероятно, оно было в общем мелким, так как дно хорошо прогревалось.

Кавказский остров был покрыт жестколистными вечнозелеными лесами и кустарниками с большим участием субтропических растений. Флишеобразование у южных берегов Кавказского острова продолжалось локально (у его западной оконечности и у середины острова).

В западной половине Закавказского пролива отлагались, главным образом известковые и глинистые илы (на юге и пески), на которых обитали нуммулиты, многочисленные двустворки и гастроподы. Пелагиаль населяли мелкие корненожки. В восточной части пролива несколько большее значение имели пески, хотя основная доля осадков принадлежит глинистым и известковым илам. Здесь, вероятно, в связи с несколько большими глубинами население моря состояло из мелких фораминифер как бентических, так и планктонных. Ближе к южному берегу селились пелециподы и гастроподы. Воды пролива имели нормальную соленость и были теплыми.

Острова Малокавказского архипелага несколько увеличились в размерах, а проливы между ними стали у́же, хотя осадконакопление в них

интенсивно продолжалось, особенно на юге (как терригенных — от глин до грубо обломочных накоплений, так и карбонатных). Сюда достигали языки андезитовых и андезито-базальтовых лав из вулканов, располагавшихся на островах, и осаждались другие продукты синхронной вулканической деятельности. Пышное развитие в проливах, наряду с мелкими корненожками, получили нуммулиты, кораллы, морские ежи, пелециподы и гастроподы. Раковины последних характеризуются богатой скульптурой, крупными размерами и толстыми стенками. Моллюски и нуммулиты близки по составу к фауне Средиземноморской области, с которой этот бассейн имел общую акваторию. Кроме того, проливы населяли черви-илоеды и водоросли. Бассейн имел нормальную соленость и нормальный газовый режим; воды его были теплыми и прогретыми до самого дна. Острова были покрыты вечнозелеными тропическими и субтропическими лесами, с примесью хвойных деревьев. Климат был жарким и влажным.

Туранское море несколько расширилось. Хотя положение береговых линий изменилось мало, но под зеркало воды ушел Аральский архипелаг и некоторые другие острова и изменился состав осадков.

В западной половине Туранского моря отлагались главным образом карбонатные и глинистые илы. При приближении к Мангышлакскому архипелагу и Копетдагскому острову, а также в южной его части осадки обогащались песчано-алевритовым материалом. В районе современного Бадхыза происходили излияния лав базальто-андезитового ряда. В сравнительной близости от берегов, на мелководье обитали нуммулиты и моллюски, часто с толстостенными раковинами и богато скульптированные. Мелкие корненожки имели широкое распространение. В первую половину позднего эоцена в связи с сероводородным заражением части бассейна (шорымская свита) развитие получили лишь планктонные фораминиферы, а во вторую половину, когда заражение отсутствовало, на дне бассейна появился бентос (в том числе и тонкостенные пелециподы). Кроме того, бассейн был населен рыбами и радиоляриями. Море было теплым, с нормальной соленостью вод. К концу позднего эоцена появились признаки обмеления бассейна.

В восточной половине Туранского моря отлагались главным образом глинистые илы, иногда с примесью карбонатных. При приближении к берегам появлялся песчано-алевритовый материал, а в Сарысуйском заливе он нацело замещал все другие типы осадков. Восточный берег Туранского моря был довольно изрезанным. В него вдавались три глубоких залива — Таджикский, Ферганский и Сарысуйский. Ферганский залив отделялся от Таджикского Зеравшанским островом. На востоке оба залива соединялись через узкий Алайский пролив. Население восточной половины Туранского моря было достаточно богатым и разнообразным. Моллюски обитали главным образом в заливах и в полосе мелководья; среди них большое значение имели крупные толстостенные устрицы, иногда образующие банки в Таджикском и Ферганском заливах. Мелкие пелециподы и гастроподы принадлежат к чеганскому (латторфскому) типу (это касается и западной акватории), что указывает на широкое сообщение Туранского с европейскими морями. Значительное распространение имели и мелкие корненожки, но их видовой состав для западной и восточной частей Туранского моря несколько различается. Кроме того, восточную акваторию и заливы населяли радиолярии и рыбы (в том числе акулы), а в заливах остракоды, раки и баланусы. В Сарысуйском и Таджикском заливах обитали диатомовые водоросли перидинеи и дистрахосфериды. Море было теплым и отличалось нормальной соленостью, а в восточной части Таджикского залива и Алайском проливе соленость была выше нормальной. На основании деталь-

ных исследований Р. Ф. Геккера, А. И. Осиповой и Т. Н. Бельской [44] установлено, что Ферганский залив пережил в течение позднего эоцена сложную историю; соленость вод в заливе неоднократно менялась и были моменты некоторого опреснения и осолонения.

Судя по миоспорам, Зеравшанский остров был покрыт галерейными тропическими лесами из стеркулий, сапотовых пальм, цезальпиний, нисс и конониевых. Однако существовали и засушливые участки, где произрастали эфедра, лавр, восковник, сумах, мальвоцветные и др. Совместно с субтропическими формами обитали и широколиственные деревья умеренной зоны (дуб, каштан, лапина, тополь, ива, орех и др.), а также хвойные. Все это указывает на сложный рельеф суши.

Тургайский пролив еще более расширился, по сравнению со среднеэоценовым временем. Осадки его представлены главным образом глинистыми илами, диатомитами, опоками, а в прибрежных частях и песками, и алевритами. В начале позднего эоцена море расширилось, потом несколько сократилось и обмелело, а на вторую половину позднего эоцена приходится наиболее значительная трансгрессия, связанная с новым расширением и некоторым углублением бассейна. Наряду с пелециподами и гастроподами на дне Тургайского пролива жили морские ежи, бентические фораминиферы и остракоды. Широко распространены были водные папоротники. Планктон состоял из фораминифер, радиолярий, гребешков, диатомовых и кремнево-жгутиковых водорослей. Море, судя по обилию бентоса, было мелководным. Оно имело нормальную соленость и было теплым.

К северу от Тургайского пролива располагалось громадное Западно-Сибирское море, еще более увеличившееся в размерах, особенно на юг и на восток. Характер осадков очень однообразен на громадных пространствах. Отлагались глинистые илы с примесью скелетов диатомовых водорослей, а по окраинам бассейна формировались почти чистые диатомиты. Ближе к южному и восточному берегам моря отлагались кварц-глауконитовые пески, образующие неширокие полосы. Осадконакопление в позднем эоцене проходило еще менее интенсивно, чем в среднем. К концу эоцена произошло некоторое сокращение и обмеление бассейна, особенно резкое в его северной части. Население Западно-Сибирского моря составляли фораминиферы, радиолярии и диатомовые, а на юго-западе — еще и моллюски. Море имело, вероятно, нормальную соленость, а температура его вод была скорее всего ниже, чем Туранского. Расширение акватории Западно-Сибирского моря в позднем эоцене дает еще большие основания предполагать широкое сообщение его с Арктическим океаном через Карское море. Возможно, что в это время существовал Усть-Енисейский залив, осадки которого (глины) установлены к северу от Норильска.

Казахская равнина по-прежнему представляла собой слабо всхолмленную местность с рядом низменных пространств и речными долинами. Наиболее значительной была Зайсанская низменность с озерами, в которые впадали реки и из которых вытекал палео-Иртыш, впадавший в Западно-Сибирское море в Иртышском заливе. Низменность была покрыта влаголюбивой тропической и субтропической растительностью, а в водах обитали цинопиды, судаки, карпы, водные черепахи — трионихиды, крокодилы — говиалы. Сушу населяли антракотерии, болотные носороги — аминодонты, энтелодонты, титанотерии, гигантские носороги — пристинотерии и др.

На окружающей низменность высокой равнине формировалась кора выветривания гумидного типа. Водораздельные пространства были покрыты, хотя и теплолюбивой, но более ксерофитной растительностью. Вечнозеленые растения имели узкие кожистые листья. В конце эоцена

появляются представители степных формаций (бобовые, хеноподиация, эфедра, изредка вельвичия). Из фауны можно отметить сухопутных черепах, мелких жвачных и др. По-видимому, сходные условия были характерны и для других частей Казахской равнины. На западе и севере субтропические растения ассоциировались с широколиственными (дубы, каштаны, грабы, ликидамбары) и хвойными (таксодиевыми), т. е. растительность имела переходный характер. На низменных участках отлагались песчано-глинистые осадки, чаще всего озерного происхождения. Продолжали развиваться долины пра-Нуры, пра-Ишима, пра-Сарысу, пра-Моинты и др.

Казахская равнина к востоку переходила в низкое Алтае-Саянское нагорье, к северу от которого располагалась Ангарская низменность. Она служила, вероятно, долиной палео-Ангары (впадавшей в Западно-Сибирское море) и ее притоков. Фрагменты речной сети и озер сохранились в ряде пунктов, в бассейне современной Ангары.

Более определенно можно говорить о развитии Байкальской акватории и дельты палео-Селенги. Вероятно, Енисейский кряж по-прежнему значительно возвышался над равнинными пространствами. Продукты его размыва заполняют широкую аллювиальную равнину у восточного побережья Западно-Сибирского моря.

В северо-восточной части Азиатского материка продолжалось выравнивание рельефа; одновременно несколько уменьшилась интенсивность осадконакопления. Резко сократилась и вулканическая деятельность. Наземные излияния лав основного состава продолжались в юго-западной части Охотско-Чаунского пояса, а также по трещинам, приуроченным к крупным разломам. На северо-востоке выделяются Колымская низменность, Омолонская возвышенность, Чукотское и Корякское нагорья, а южнее — нагорье Черского. Они были покрыты тепло- и влаголюбивой растительностью. В районах, примыкающих к современному Срединному Камчатскому хребту, осадконакопление происходило в условиях аккумулятивно-дельтовой равнины. Грубообломочные отложения этой равнины содержат гальку яшм, яшмо-кварцитов и спилитов, слагающих упомянутый хребет. Приохотская равнина, вероятно, имела еще более расчлененный рельеф, чем в среднем эоцене; она открывалась в сторону Тихого океана.

Более южная часть Азиатского континента также имела сложный рельеф (Джугджурское и Буреинское нагорья, Сихотэ-Алиньский хребет, Зея-Буреинская и Среднеамурская низменности). Происходили излияния базальтов, андезито-базальтов и дацитов. На Сихотэ-Алине изливались и мандельштейны, миндалекаменные андезиты, андезито-дациты. Извержения происходили по трещинам и из отдельных вулканов. В пределах Среднеамурской низменности существовала система озер и болот, объединенных общим речным стоком в южном направлении. Здесь отлагались пески и глины, а в болотах формировались бурые угли. Климат был теплым и влажным. На Сихотэ-Алине произрастала субтропическая растительность (магнолия, мирики, секвойя), а также широколиственные и хвойные растения (ольха, ильм, сумах, ель и др.).

В широком заливе, вдававшемся в материк, между Сихотэ-Алиньским хребтом и Сахалинским полуостровом происходило интенсивное осадконакопление. В восточной части залива, примыкающей к Сахалинскому полуострову, отлагались пески и глинистые илы, а иногда и галечники. Населяли эту часть залива морские ежи, устрицы, мии, мидии, линтии и т. д. Море было теплым и имело нормальную соленость, хотя некоторые его прибрежные участки, примыкавшие к приустьевым частям рек, были несколько опреснены.

Более северные, внутренние моря продолжали увеличиваться в размерах. Акватория Западно-Камчатского моря еще более увеличилась. Отлагались пески и глинистые илы. Лишь в южной и северной частях береговые линии неоднократно перемещались и формировались параллические толщи. Здесь накапливались галечники, угли, а также глинистые илы и пески. Брахиоподы и моллюски (устрицы, мидии, крассателлы, лингулы), населявшие Западно-Камчатское море, свидетельствуют о его мелководности и широких связях с Восточно-Камчатским морем. Опресненные участки фиксируются по массовым скоплениям раковин корбикул.

Западно-Камчатское море отделялось от Восточно-Камчатского Камчатским архипелагом. Характер островов и очертания Восточно-Камчатского моря мало изменились по сравнению со среднеэоценовым временем. По-прежнему здесь отлагались главным образом, терригенные осадки, иногда (на юге) галечники, а чаще пески и глинистые илы. Вулканы извергали потоки базальтовых шаровых лав, достигавших дна моря, а туфы и пеплы осаждались вместе с терригенным материалом. Типично морская (стеногалинная) фауна моллюсков характерна для прибрежных участков моря. Пелагиаль населяли гребешки. Море соединялось с Тихим океаном. С севера море ограничивалось Олюторским полуостровом, к востоку от которого в обширном Опухском заливе отлагались терригенные осадки. Здесь обитали мидии, йолдии и другие моллюски. В Алькатваамском заливе началась регрессия. Появилась широкая полоса суши, заливавшейся временно морем. На низменной суше отлагались грубые континентальные осадки и формировались угли, а в заливе накапливались пески и глинистые илы. Здесь обитали моллюски, в том числе и устрицы.

Возможно, что Чукотское нагорье временами отделялось от Корякского проливом, соединявшим Пенжинский и Анадырский заливы. Но большую часть времени узкая низменная полоса, по-видимому, оставалась сушей и являлась ареной накопления континентальных осадков — галечников, песков, глин. На заболоченных участках формировались угли. Низменность и ее борта были покрыты пышной теплолюбивой растительностью. На окружавших ее возвышенностях происходили излияния лав среднего и кислого состава. Климатические условия по сравнению со средним эоценом на северо-востоке Азии не изменились.

В позднем эоцене палеогеновая трансгрессия достигла своей кульминации. Рельеф суши еще больше снивелировался. Климат был жарким и влажным и лишь в конце позднего эоцена наметились первые признаки похолодания. Характер растительности и животного мира изменился незначительно.

ОЛИГОЦЕН

Рельеф западной части Евразии в связи с общим воздыманием суши сделался несколько контрастнее, хотя прямых доказательств этому нет. Во всяком случае в оконтуривающих Северо-Русскую низменность морях осадки приобрели исключительно терригенный характер. Кроме того, на равнине образовались озера, одно из которых, возможно, самое крупное — Горьковское озеро. Осадки его носили песчано-глинистый характер. По-прежнему к северу низменность переходила постепенно в Балтийскую возвышенность, а к востоку — в Уральскую возвышенность, сливающуюся с Новоземельской грядой. Существование Тиманской гряды вряд ли можно подвергнуть серьезному сомнению. Сохранилась возвышенность Общего Сырта, но отделяющая ее от Уральской возвышенности Туруханская низменность, переходящая к югу в широ-

кую аллювиальную равнину, значительно увеличилась. На севере Северо-Русская низменность граничила с Баренцевым морем, которое было открыто в сторону Арктического океана. Южная часть низменности была покрыта широколиственными и хвойными лесами с большим участием вечнозеленых субтропических растений, количество которых уменьшилось к концу олигоцена (см. приложение 4).

Уже в конце эоцена наметилась тенденция к сокращению южных бассейнов. В олигоцене эта регрессия привела к значительному сокращению морей, омывающих Средне-Русскую низменность с юга. Значительно уменьшился Литовский залив, в прибрежной части которого (современная Самбия) отлагались кварцевые алевритовые илы. К концу олигоцена море, вероятно, совсем покинуло территорию СССР. Берега залива и прилегающая часть низменности были покрыты широколиственно-хвойными лесами с примесью большого количества зонтичной сосны и таксодиевых.

В первой половине олигоцена в Полтавском проливе, соединявшем Южно-Русское и Европейские моря, произошла кратковременная трансгрессия, которая сменилась во второй половине эпохи регрессией. В северной части пролива выделяется широкая полоса, на которую море заходило временами. Осадки олигоценовой эпохи представлены песками (в начале эпохи с глауконитом).

В раннем и среднем олигоцене пролив населяли пелециподы, гастроподы, мшанки, губки и т. д. Воды имели нормальную соленость и были теплыми. В позднем олигоцене пролив значительно обмелел. О его мелководном характере говорит мозаичность ареалов распространения материала и донные течения. Последние часто меняли направление и имели тенденцию к круговой циркуляции; последнее обстоятельство могло возникнуть лишь в условиях влияния дрейфовых течений на осадконакопление, возможно лишь при существовании очень небольших глубин (менее 100 м). Менялся в течение олигоцена и климат. В начале он был теплым и приближался к субтропическому, а позднее прогрессировало похолодание. С юга Полтавский пролив был ограничен Волынской равниной и Украинской низменностью, значительно увеличившейся в размерах, а с востока — Донецкой низменностью.

Южнее Волынской равнины располагалось Карпатское море, уменьшившееся в размерах и изменившее свой характер. Здесь осаждались в основном глинистые илы (менилитовая серия), а ближе к цепи островов, появившихся в южной части бассейна, большую роль в осадконакоплении играли и пески и алевритовые илы (свита кросно). За цепью островов осаждались глины (дусинская свита). Немалую роль играл размыв вновь возникших островов. Донные течения перемещали материал по дну от периферии в глубь бассейна. Флишеобразование прекратилось. Населяли Карпатское море в основном планктонные фораминиферы и рыбы, а на отдельных участках моллюски. Преобладание планктонных форм связано с периодически возникавшим сероводородным заражением, доказательством чему служит примесь битуминозного материала в глинах.

Молдавский пролив был более тесно связан с Южно-Русским морем, чем Полтавский. Он приблизительно соответствует современной Причерноморской впадине. В нем осаждались глинистые илы, которые при приближении к берегам обогащались осадками песчаной и алевритовой размерности. В северо-восточной части пролива накапливались марганцевые руды. В первую половину олигоцена население пролива было богатым и разнообразным. Ближе к берегам селились пелециподы, гастроподы и бентические фораминиферы, а в открытом море обитали пелагические фораминиферы и рыбы. Состав фауны говорит о высокой

температуре (до 15—20°, по данным М. О. Терешкевич) и нормальной солености вод. К концу первой половины олигоцена произошло значительное опреснение вод, охватившее все Южно-Русское море, а также Туранское море и Закавказский пролив. В результате богатый и разнообразный комплекс моллюсков сменился корбулами, ергениками, кардидами, остракодами и редкими саккаминами. Во второй половине олигоцена повсеместно, в том числе и в проливе, восстановились нормальные условия; стеногалинная фауна очень быстро расселилась вновь. Новые обитатели являются представителями тех же групп, что и раньше (пелециподы, гастроподы, фораминиферы, остракоды). Возможно, что это связано с временной изоляцией наших южных морей от Тетиса.

Крымское нагорье было покрыто хвойными и широколиственными лесами с примесью субтропических элементов.

Основная акватория Южно-Русского моря значительно сократилась на севере и западе. Его восточная граница по-прежнему проходила по линии от восточной части Кавказского острова через Мангышлакский архипелаг до аллювиальной равнины, к югу от Уральского нагорья. Осадки Южно-Русского моря повсеместно имели глинистый состав, хотя ближе к берегам осаждался, иногда в значительных количествах, алевритовый и песчаный материал. В ряде случаев алевритовый материал разносился течениями далеко в глубь бассейна. Интересной особенностью осадков являются следы сероводородного заражения, так как глинистые илы содержали большое количество органического вещества (битуминозные глины), пирит и сидерит. Примесь карбонатного материала была ощутимой в первую половину олигоцена.

Население Южно-Русского моря в начале олигоцена было богатым и разнообразным. Ближе к берегам селились пелециподы и гастроподы, а также птероподы (планорбеллы и балантиумы) и бентические фораминиферы. Пелагиаль была населена планктонными фораминиферами, радиоляриями и рыбами; последние были очень разнообразны (акулы, сельди, тресковые, лепидопусы, скумбрии, центрискусы и т. д.). Особый интерес представляют светящиеся рыбы (винцигерии и т. д.), свидетельствующие о существовании больших (многие сотни метров) глубин (ближе к Кавказскому берегу). Судя по населению, воды моря обладали довольно высокой температурой и нормальной соленостью. Северные участки моря, учитывая, что у Уральских берегов обитали астарты и население здесь было более бедным, вероятно, имели более низкую температуру воды. К концу раннего (+ средний) олигоцена произошло значительное опреснение, в результате чего состав фауны коренным образом изменился. Лишь остракоды и эвригалинные моллюски (ергеники, кардиды, ржегакии) сумели выдержать новые условия существования. Во второй половине олигоцена в море восстановилась нормальная соленость, но население, став богаче, полностью не восстановилось. Лишь радиолярии и рыбы (в основном сельди и акулы) и отчасти фораминиферы получили известное распространение.

В начале олигоцена море имело широкие связи с западноевропейскими бассейнами. Рыбы и моллюски (рюпельский комплекс) имели много общего с западноевропейскими формами. Опреснение, связанное с вероятной изоляцией бассейна, сказалось на прекращении этой связи, которая не была полностью восстановлена и в конце олигоцена. Фауна (рыб) Южно-Русского моря второй половины олигоцена носит (по П. Г. Данильченко) эндемичный характер. Моллюски же хаттского времени достигли северной части Туранского моря.

На Туруханской низменности существовали болота и озера, возможно проточные, с общим стоком в сторону Южно-Русского моря.

Окружающие низменность возвышенные участки суши и сама низменность были покрыты широколиственными и хвойными с примесью мирики, миртовых и других субтропических форм (флора тургайского типа). К югу от низменности на широкой аллювиальной равнине отлагались пески и галечники. Здесь, вероятно, аккумулировался сток рек, бравших начало на Уральской возвышенности и впадавших в Южно-Русское море.

Кавказский остров был покрыт хвойными и широколиственными лесами, с примесью субтропических форм, больше на его южном склоне. Судя по тому, что в пыльцевых спектрах наблюдается смесь мезофильных (тополь, ива, ольха) и ксерофитных (эфедра и др.) теплолюбивых (пальмы, стеркулии, мирты) и холодолюбивых (пихта и др.) форм можно сделать вывод о том, что на Кавказском острове существовала зональность, что связано с возросшими высотами Кавказского нагорья. Рельеф был сложным и сильно расчлененным. Закавказский пролив на западе значительно сузился в результате возникновения новых островов Малокавказского архипелага, ограничивающего его с юга, да и в самом проливе появились острова (Дзирульский, Горийский, Кюрдамирский). В Закавказском проливе отлагались осадки, почти не отличавшиеся от осадков Южно-Русского моря (глинистые илы с повышенной битуминозностью, алевриты и пески). В самой северной полосе, примыкающей к Кавказскому острову, формировались флишевидные ритмично-слоистые толщи (свита Кинта и др.). У Дзирульского массива осаждались марганцевые руды. Ближе к берегам селились пелециподы, гастроподы и бентические фораминиферы, а пелагиаль была населена рыбами и фораминиферами. В проливе также отмечается период сильного опреснения в конце раннего — среднего олигоцена (массовое появление остракод) и восстановление нормальной морской солености вод в позднем олигоцене. Судя по остаткам рыб, в восточной половине прогиба существовали довольно значительные глубины. Воды были теплыми. В проливе отмечено сероводородное заражение придонных вод.

В пределах Малокавказского архипелага в результате тектонических движений возникли новые (современная Аджаро-Триалетия) острова, а другие консолидировались и значительно увеличились в размерах. Это создало барьер, отделяющий южный бассейн от Закавказского пролива, хотя соединение и происходило по ряду проливов. На островах обитали млекопитающие, известные из местонахождения у с. Бенара (гиелодоны, бенаротерии, ацератерии, схизотерии, продрематерии, антракотерии, парситолодоны, тестудо).

В первой половине олигоцена к югу от Малокавказского архипелага существовал мелководный бассейн, в котором отлагались глинистые илы и пески (Еревано-Нахичеванский бассейн) и в котором обитали пелециподы и гастроподы с крупными и богато скульптированными раковинами, нуммулиты, морские ежи, одиночные и колониальные кораллы. Море было теплым и имело нормальную соленость. На островах Малокавказского архипелага действовали вулканы. Некоторые излияния происходили под водой (андезитовые лавы). Осадки обогащались туфами и пеплами. На территории современной Ахалцихской депрессии также существовал нормальный морской бассейн с богатой фауной. Здесь, в конце первой половины олигоцена произошло опреснение (появление остракод).

В позднем олигоцене (современная Армения) отмечается общее обмеление морских бассейнов. Они отшнуровались как от Закавказского пролива, так и от располагавшихся южнее Тетических морей. На их месте образовались озера, в которых отлагались красноцветные глинистые илы, пески и галечники. О выпаривании морских вод свидетель-

ствуют прослои гипсов. Ахалцихский бассейн в позднем олигоцене также отшнуровался. Он превратился в озеро с однообразными пелециподами (меланопсисы), в котором отлагались главным образом пески. Иногда оно заболачивалось и возникали условия для формирования углей. Климат был жарким и влажным.

Туранское море в течение олигоцена резко сократило свои размеры. В самом начале олигоцена море, в несколько уменьшенных границах, еще заливало значительную часть современной Западной Сибири, Тургайский пролив, Ферганский и Таджикский заливы. Во всяком случае к середине олигоцена Туранское море продолжало существовать примерно в границах его западной ванны, так как на большом пространстве осадки этого бассейна размыты в последующее время, то трудно его охарактеризовать полностью. Повсеместно осадки этого моря представлены глинистыми илами, алевритами и песками. Последние локализуются в тех частях дна бассейна, которые примыкают к островной или материковой суше. Население Туранского моря было сравнительно бедным, хотя соленость его вод была нормальной. Вдоль берегов и на мелководных участках селились пелециподы, гастроподы, бентические фораминиферы, крабы, морские ежи и мшанки, а в пелагиали обитали рыбы, планктонные фораминиферы, радиолярии и кое-где диатомовые водоросли. К концу среднего олигоцена воды Туранского моря подверглись значительному опреснению, совпадавшему по времени с опреснением более западных бассейнов. Восстановление нормальной солености вод привело к новому расселению стеногалинной фауны, хотя она была все же беднее, чем вначале олигоцена. Лишь в северной части моря обитали моллюски, мигранты из западноевропейских бассейнов (хаттский комплекс). Остальную акваторию населяли фораминиферы, радиолярии и рыбы. В отшнурованных бассейнах, образовавшихся на месте Таджикского и Ферганского заливов, обитали моллюски и остракоды. Зеравшанский полуостров был покрыт хвойными (сосна), а также широколиственными лесами с примесью теплолюбивых форм (миртовые, аралиевые, кипарисовые). Существовали низменные участки с травяным покровом. Растительность имела ксерофитный характер (эфедра и др.). Климат был хотя и теплым, но более холодным, чем в позднем эоцене.

Современный Памир представлял собой в олигоцене скорее всего низкое нагорье.

После ухода из Тургайского пролива вод чеганского бассейна здесь образовалась низменность, на которой осадконакопление происходило в озерах, болотах и реках. Карта течений, составленная Т. Д. Базановой, показывает, что терригенный материал (пески и глины) с бортов низменности переносился к ее центральной части, а оттуда одна система рек транспортировала его на юг, в сторону Туранского моря, а другая — на север. Положение водораздела совпадало с современным. Тургайская низменность была покрыта богатой растительностью, состоящей из мезофильных листопадных древесных пород с примесью хвойных. К концу олигоцена широкое распространение получили травянистые, кустарниковые и водноболотные растения. Тургайскую низменность населяли индрикотерии, пристинотерии, парацератерии, мелкие жвачные, схизотерии, энтелодонты, антракотерии, эпиацератерии, преодонты, лошади, грызуны, черепахи и т. д., обитавшие в болотно-лесных и сухих лесостепных обстановках.

Крупная низменность возникла на месте Западно-Сибирского моря, отступившего в начале олигоцена в южном (?) направлении в сторону Туранского моря. Западно-Сибирская и Тургайская низменности объединили Европейский и Азиатский материки в единую Евразию. За-

падно-Сибирская низменность пережила в течение олигоцена сложную историю. После ухода морских вод она превратилась в крупную озерно-аллювиальную аккумулятивную равнину с массой озер и болот, покрытую широколиственными и хвойными лесами. Пониженные участки были покрыты зарослями болотного кипариса. В северной части низменности в течение олигоцена существовала озерно-аллювиальная низменность, наклоненная на юг, судя по замерам ориентировки косослойчатых текстур. В начале позднего олигоцена в центральной части низменности возник обширный замкнутый бассейн (Туртасское озеро-море), осадки которого представлены песками, глинистыми алевритами и алевритистыми глинами, а также диатомитами и алевритами. Населяли озеро пресноводные моллюски байкальского типа и пресноводные диатомовые водоросли. Остатки иглокожих, морских лилий и спикул губок являются, вероятно, переотложенными, так как бассейн был изолирован и проникнуть в него стеногалинная фауна не могла. Озеро окружала низменная суша, на которой отлагались аллювиальные пески. К концу олигоцена Туртасский бассейн распался на ряд мелких озер и болот. Климатические условия к этому времени еще больше ухудшились, что отразилось на обеднении состава лесной растительности.

Не совсем ясным остается характер гидрографической сети, существовавшей на Западно-Сибирской низменности. Вероятно, основные артерии проложили свои долины по направлению к центральной части впадины и впадали в озера и Туртасское озеро-море. Вероятнее всего, что сток на север, в Карское море, еще не существовал и невысокий водораздел отделял его от Западно-Сибирской низменности. Есть основания считать, что речная сеть имела радиальный характер.

К югу от Западно-Сибирской низменности располагалась обширная Казахская равнина, переходившая южнее в Южно-Казахскую низменность. С юга последняя граничила с Северо-Тянь-Шаньским нагорьем. В олигоцене рельеф этой территории, в связи с оживлением тектонических движений, значительно усложнился и дифференцировался. Появились возвышенности с размахом рельефа, измерявшимся, возможно, сотнями метров; более резко обозначились речные долины, а на низменных участках возникали обширные озера. Осадки озер и рек носили исключительно терригенный характер. Можно думать, что именно в позднем олигоцене окончательно сложилась современная гидрографическая сеть. Такая расчлененность рельефа, естественно, отразилась и на погрублении осадочного материала и на быстром размыве кор выветривания.

Низменные участки Казахской равнины и Южно-Казахстанская низменность, изобиловавшие озерами и болотами, были покрыты лесами, состоящими из мезофильных форм. В их составе преобладали хвойные и листопадно-широколиственные формы, с примесью вечнозеленых пород (падуб, магнолия, стеркулия). В воде селились тростник, кувшинка и т. д. Водораздельные же пространства имели более ксерофитный степной характер (полынь). Население этой части территории состояло из индрикотериев, антракотериев, энтелодонтов, цилиндродонтов, тапироидов, парацератериев, халикотериев, филлотилонов. В начале олигоцена еще существовали крокодилы. Из насекомых в осадках олигоцена обнаружены стрекозы, термиты, ночные бабочки, а также ручейники. Озера были населены рыбами и пресноводными моллюсками. Климат Казахской равнины, Южно-Казахстанской и Зайсанской низменностей был гумидным теплым и умеренным, причем похолодание прогрессировало в течение всей эпохи. Об этом говорят не только органические остатки, встреченные в породах олигоцена, но и гидрослюдистый и

каолиновый состав глинистых минералов, пропластки бурых углей и углистых глин, конкреций лимонита по веткам и стволам деревьев, пропластки оолитовых руд.

Восходящие движения привели к повышению и дифференциации рельефа Алтае-Саянского нагорья. Здесь впервые появились отдельные возвышенности. К северу от нагорья располагалась Ангарская низменность, открытая в сторону Западно-Сибирской низменности, очертания и характер которой вряд ли особенно изменились в олигоцене. Не изменилась обстановка и в районе недавно зародившегося Байкальского озера. Осадки позднего палеогена в Ангарской низменности (глины, пески, галечники, угли), сохранившиеся от размыва, говорят об их аллювиальном и озерно-болотном происхождении. К громадной Среднесибирской равнине с севера примыкала Южно-Таймырская низменность, ограниченная на западе Усть-Енисейским, а на востоке — Хатангским заливами, а к северу переходящая в Таймырское нагорье. К востоку Среднесибирская равнина понижалась и переходила в Лено-Вилюйскую низменность — широкую долину палео-Лены, палео-Вилюя и палео-Алдана. Возможно, что на некоторых участках переход был резким, о чем свидетельствуют галечники современного Мархинско-Мюнгского водораздела. В дельте палео-Лены и в устье современного Алдана существовали озера, временами заболачивавшиеся, о чем свидетельствуют прослои углей. В юго-западной части Среднесибирской равнины возвышался Енисейский кряж, а на юго-востоке — Становой хребет.

Северная береговая линия Азиатского материка, по-видимому, в восточной его части продвинулась в северном направлении, широкая полоса шельфа превратилась в низменность. Море Лаптевых, возможно, сохранило свои очертания, а Восточно-Сибирское море уменьшило свои размеры. На севере шельфовые моря соединялись с Арктическим океаном. Судя по тому, что 50-метровая изобата представляет собою очень извилистую линию, возможно, отражающую очертания древних заливов, мысов и устьевых частей рек, можно думать, что ее положение соответствует границе суши и моря, существовавшей длительное время. Однако утверждать, что это граница олигоценового моря нет особых оснований.

На Северо-Востоке СССР продолжались процессы выравнивания рельефа и затухания вулканической деятельности. Здесь можно различить Верхоянское нагорье, нагорье Черского, Омолонскую возвышенность и Чукотское нагорье. К северу рельеф постепенно понижался до обширной Колымской низменности. Датированные осадки олигоцена на этом участке суши почти не сохранились. Формировались коры выветривания. В ряде пунктов возникли лавовые покровы. Северо-Восток был покрыт широколиственными лесами с богатым папоротниковым травяным подлеском.

Южнее располагалась Охотская равнина, в которую вдавались глубокие заливы. Охотская равнина открывалась в сторону Тихого океана. Восточнее Станового хребта и Даурского нагорья произошли некоторые изменения. Рельеф несколько сгладился и области осадконакопления расширились. Вулканическая деятельность уменьшилась. Буреинское нагорье разделяло Зея-Буреинскую и Среднеамурскую низменности. Зея-Буреинская низменность изобиловала болотами и озерами, между которыми произрастала пышная мезофильная умеренно теплолюбивая растительность (широколиственные леса). Среднеамурская низменность, объединившая ряд мелких впадин, значительно увеличившаяся в размерах, также была покрыта широколиственными лесами с примесью хвойных (таксодиум) и вечнозеленых (мирика) пород. Обширные болота

являлись ареной угленакопления, а в проточных озерах с общим стоком на юг осаждались пески и глинистые илы. Очень сходные условия существовали на Сучанской низменности.

Сихотэ-Алиньский хребет в олигоцене несколько снивелировался, особенно его северная часть. Здесь продолжались излияния липаритов, фельзитов и других лав кислого состава, но в значительно меньших масштабах, чем в эоцене. Эруптивные аппараты существовали и к югу от Сучанской низменности.

Северо-восточнее Буреинского нагорья располагалась система долин со стоком на север, в сторону Охотской равнины.

Возможно, что в связи с олигоценовой трансгрессией Сахалин перестал быть полуостровом. В восточной части пролива (современный Татарский пролив), прилегающей к Сахалинскому острову, море захватило новые участки суши. Осадки этой части акватории представлены глинистыми илами и песками. Мелководье было населено моллюсками с толстостенными раковинами, а несколько далее от берега обитали устрицы и зарывающиеся моллюски с тонкостенными раковинами. В начале олигоцена климат был более теплым (устрицы), а к концу его намечается некоторое похолодание (появление арктических бореальных моллюсков — йолдий, тиазир и т. д.). Такое же изменение климата наметилось и на материке. К концу олигоцена началась регрессия моря. Появились лиманы (солоноводная фауна) и болота (отпечатки растений).

В районе современной Камчатки четко обозначились олигоценовая трансгрессия. Острова Камчатского архипелага значительно уменьшились в размерах, а некоторые опустились под зеркало воды. Образовался единый бассейн — Камчатское море, объединяющее западную и восточную ванны. Учитывая сложную картину распределения осадков, можно думать, что рельеф дна Камчатского моря был достаточно расчлененным и неоднородным. Накапливались преимущественно терригенные осадки, во многих случаях с существенной примесью вулканогенного материала. Вулканические излияния, часто трещинного типа, происходили как в наземных, так и в подводных условиях и были более характерными для южной и центральной частей Камчатского моря. Западная ванна Камчатского моря была населена моллюсками (кардиды, тиазиры, модиолы), морскими ежами, рыбами (в том числе акулами), что говорит о нормальной солености его вод. В восточной ванне обитатели фораминиферы, моллюски (гребешки, йолдии, такомы и т. д.), губки и другие морские стеногалинные животные, а также диатомовые водоросли. Воды восточной ванны отличались нормальной соленостью и были не такими теплыми, как в эоцене. С проникновением холодных арктических вод связано расселение в бассейне моллюсков бореального типа (йолдии, тиазиры и т. д.). Острова были покрыты растительностью, состоящей из широколиственных и хвойных деревьев. Наиболее северные острова были вместе с тем и наиболее крупными (Анадырский и Олюторский острова). Их разделяли широкие проливы, практически открытые почти всю олигоценовую эпоху (Пенжинский пролив).

Пролив, отделявший Анадырский остров от Олюторского, заполнялся терригенными осадками, но в его южной части происходили подводные излияния андезитов, диабазов, базальтов и спилитов. Морская фауна была представлена моллюсками. Соленость вод была нормальной. Наличие устриц и перн свидетельствует о сравнительно высокой температуре вод.

Из сказанного следует, что в олигоценовую эпоху произошли значительные изменения палеогеографической обстановки. На западе это выразилось в усилении контрастности рельефа, осушении крупных терри-

торий, которое привело к созданию единого Евразиатского материка, а на востоке получила дальнейшее развитие палеогеновая трансгрессия. На всей территории СССР произошло ощутимое похолодание и гораздо большее значение, чем раньше, приобрела климатическая зональность. В связи с этим изменился состав флоры и наземной фауны и в меньшей степени морской фауны.

ПАЛЕОТЕКТОНИКА

ПАЛЕОЦЕН — ЭОЦЕН

Позднемеловая эпоха завершилась поднятиями, проявившимися как в пределах геосинклиналей, так и в пределах платформ. Однако только для одной геосинклинальной системы — Сихотэ-Алиньской эти поднятия привели к полному прекращению геосинклинальных погружений и окончательному вытеснению моря. Напротив, в геосинклинальных системах Карпат, Большого и Малого Кавказа и Копетдага в палеоцене и эоцене продолжались интенсивные погружения, завершившись поднятиями лишь в конце эоцена. Аналогичная картина наблюдается в южной части Сахалина и в пределах Корякско-Камчатской геосинклинальной системы (см. приложение 11).

На платформах регрессия датского века сменилась в палеоцене трансгрессией, достигшей своего максимума в позднем эоцене. Затем, в самом конце рассматриваемого этапа области погружений испытали новое, еще более значительное сокращение.

Таким образом, палеоценовая и эоценовая эпохи отвечают самостоятельной стадии альпийского тектонического цикла, на рубежах которой проявились поднятия, а в середине значительная трансгрессия. Погружения и трансгрессии были в основном сосредоточены к западу от р. Енисей, т. е. в Атлантическом сегменте, в то время, как на востоке, в Тихоокеанском сегменте, данная стадия протекала в условиях преобладания поднятий. В Тихоокеанском подводном поясе это, вероятно, является следствием интенсивных ларамийских поднятий.

Границы платформ не претерпели сколько-нибудь существенных изменений, по сравнению с позднемеловым этапом развития. Это касается в частности, Русской платформы и обрамляющей ее на юге Скифской молодой плиты. Однако в распределении областей поднятий и погружения произошла заметная перестройка. Вся северная и центральная часть платформы к северу от 55 параллели стала областью устойчивого, хотя и слабого воздымания. На этом фоне в качестве участков относительно более интенсивного, хотя в абсолютном выражении также слабого поднятия, выделяется Балтийский щит, Тиманское поднятие и Урало-Новоземельский кряж. Лишь в пределах северной части Печорской впадины, и тем более акватории Баренцевого моря можно предполагать преобладание слабых отрицательных движений, приводивших к ингрессиям.

На юге платформы в палеоцене — эоцене господствовали погружения. Намечаются две главные полосы прогибания широтной ориентировки. Северная следует из Польско-Литовской синеклизы через Припятский прогиб в Днепровско-Донецкую и далее в Прикаспийскую синеклизу. Наиболее интенсивное погружение в этой полосе испытал Новоузенский прогиб, где мощности осадков достигают 400 м. Северным продолжением Новоузенского прогиба служил Ульяновско-Саратовский прогиб субмеридиональной ориентировки с мощностями отложений почти до 300 м. В этой субмеридиональной полосе, протягивающейся от Ульяновска к Астрахани, основная амплитуда погружения приходится на палеоцен, в отличие от Днепровско-Донецкой впадины, испытавшей наибольшее погружение в эоцене. Южная полоса погружений приуро-

чена к Причерноморскому прогибу и его восточному продолжению в Предкавказье. В целом, опускания здесь были гораздо более устойчивыми и интенсивными. Максимального значения они достигали на западе в Каркинитской впадине (более 500 м) и в особенности в Тихорецко-Кропоткинской впадине (мощности до 900 м).

Северная и южная зоны погружений разделялись зоной поднятий Украинского щита и Донецкого кряжа. Здесь выделяются два участка — западная часть щита и Приазовский массив вместе с восточной частью Донецкого кряжа. В промежуточной полосе наблюдалось чередование слабых поднятий и слабых погружений. Все же преобладали поднятия, и только в позднем эоцене (в период максимальной трансгрессии) этот перешеек был разорван многочисленными проливами на цепочку небольших островов. На юго-западном склоне Украинского щита, обращенном к Карпатской геосинклинали, характеризующемся также движениями переменного знака, наибольшее погружение приходится опять-таки на поздний эоцен.

На юге Русской платформы в палеоцене и эоцене накапливались две основные формации — в северной полосе (до Новоузенского прогиба включительно) песчано-глауконитовая, а в южной и в Прикаспийской впадине — мергельно-глинистая. Более четко такое подразделение выдерживается для осадков палеоцена — среднего эоцена, а в позднем в связи с развитием трансгрессии повсеместное распространение получают мергельные осадки. В пониженных участках зоны поднятий Украинского щита отлагалась лимническая угленосная формация (средний эоцен), отражающая существование очень слабых колебательных движений в этом регионе.

К востоку от современного Каспийского моря непосредственным продолжением Причерноморско-Предкавказской зоны погружений являлась область опусканий Туранской плиты. При общем преобладании опусканий этот регион характеризуется довольно дифференцированным тектоническим режимом. В качестве зон относительных поднятий выступают Горный Мангышлак, Карабогазский свод, центральная часть Каракумского свода и Центрально-Кызылкумская зона поднятий. Наибольшие погружения испытывали Южно-Мангышлакский прогиб, район между Туаркыром и Центрально-Каракумским сводом, Восточно-Туркменская синеклиза, Сырдарьинская синеклиза и Северо-Устюртский прогиб. Областью максимального погружения (до 700 м) была Сырдарьинская синеклиза.

Юго-восточным окончанием Туранской плиты являлись в эту эпоху Ферганская и Таджикская впадины, отличавшиеся относительно спокойным тектоническим режимом и малой интенсивностью прогибания. Это в особенности касается Ферганской впадины, в то время как в Таджикской наблюдается большая дифференцированность движений и амплитуда опусканий превышает 800 м. Эти впадины разделялись Южно-Тянь-Шаньским поднятием, более крутой склон которого, осложненный Инсарским разломом, был обращен к Таджикской впадине. Разлом меридионального направления пересекал также Аральское море, обусловливая смещение формационных границ. В западной части Туранской плиты, за исключением Северо-Устюртского прогиба, еще господствует мергельно-глинистая формация, протягивающаяся сюда через Каспийское море. К востоку от Амударьи в нижней части разреза преобладают карбонаты, а верхняя — характеризуется преимущественно глинистым составом. В Северо-Устюртском прогибе и к северо-западу от Сырдарьи, а также в Тургайском прогибе получает широкое распространение песчано-глинистая формация с глауконитом. В центральной части Тургайского прогиба мощность этой формации превышает 500 м.

Обширная Западно-Сибирская синеклиза (мегасинеклиза) продолжала испытывать погружение в течение всего рассматриваемого этапа. В ее пределах развиты морские осадки терригенно-кремнистой формации, состоящей из песчаников, глин, опок и диатомитов. Максимум мощностей (более 500 м) наблюдается в Хантымансийской впадине, а другой — меньшего масштаба приурочен к Иртышской впадине. Более или менее самостоятельное значение имел Чулымский прогиб меридионального простирания, располагавшийся на востоке Западно-Сибирской мегасинеклизы и заполнявшийся осадками песчаной континентальной формации.

Платформенным режимом характеризовалась в рассматриваемую эпоху также область Казахского щита и Северного Тянь-Шаня, в пределах которой наблюдались слабые поднятия. Об этом свидетельствует низкая расчлененность рельефа, формирование коры выветривания и малая мощность осадков, сохранившихся в Иссыккульской, Илийской, Балхашской, Зайсанской, Тенизской, Сарысуйской и других впадинах, характеризовавшихся озерно-аллювиальным типом терригенной континентальной формации.

Очень спокойным тектоническим режимом, с весьма слабыми поднятиями обладала на данном этапе древняя Сибирская платформа, а также район Таймыра и Зея-Буреинского массива. Только район современного Енисейского кряжа выделялся в качестве участка, на котором осуществлялись более интенсивные восходящие движения.

По южной периферии платформы протягивается зона относительных опусканий, объединяющих Нижнеангарскую впадину и Предбайкальский прогиб. Кроме того, отдельные неглубокие впадины отмечаются на севере платформы. Все они фиксируются накоплением континентальных угленосных отложений очень небольшой мощности (первые десятки метров). Вилюйская синеклиза испытывала лишь относительное опускание, а Горный Таймыр с Северной Землей — слабое поднятие.

Тектонический режим Алтае-Саянской области на данном этапе в общем отвечает понятию платформенного, хотя и несколько отличается относительно большей расчлененностью.

Байкало-Становая зона поднятий относится уже к области режима переходного от платформенного к орогенному. Еще более высокой, хотя и не вполне орогенной подвижностью отличалась Верхояно-Чукотская область, свидетельством чего является широко распространенные вулканические излияния андезито-базальтового состава. Довольно высокой подвижностью отличается район Новосибирских островов, западная часть которого испытывала поднятия, а восточная часть погружения с амплитудой более 1000 м и накоплением континентальной молассы. Приверхоянский прогиб выделяется в целом, как зона относительных и абсолютных опусканий. Последние достигли наибольшего значения в Усть-Ленской и Нижнеалданской впадинах, где формировались континентальные угленосные осадки (до 500 м). Охотско-Чукотский вулканический пояс продолжал активно развиваться и в рассматриваемую эпоху. Его южное продолжение фиксируется по восточной окраине Зея-Буреинского массива. Ареной интенсивной вулканической деятельности на фоне умеренных и слабых поднятий являлись центральная и восточная части Сихотэ-Алиньской складчатой системы, сформированной к концу мела. Вдоль долин Уссури и Среднего Амура проходила полоса слабых погружений с накоплением местами континентальной угленосной формации.

В вулканических поясах, наряду с эффузивным магматизмом, наблюдалось образование мелких субвулканических интрузивных тел.

Карпатская геосинклиналь продолжала испытывать интенсивное прогибание с накоплением мощной (до 1700 м) толщи терригенного флиша. Кварцевые песчаники (палеоцен) имели частично платформенное происхождение. Позже существенное значение приобрели внутренние источники сноса — узкие кордильеры, расчленившие флишевый бассейн на отдельные прогибы.

Горный Крым и осевая зона Большого Кавказа представляли собой зоны слабых поднятий. Прогиб северного склона Большого Кавказа на своем центральном и восточном участках был выражен очень слабо и по величине прогибания и составу формаций мало отличается от смежной платформы. Мощности здесь едва превышают 200 м, но в их распределении намечается линейность. Только на западном участке северного склона Большого Кавказа протягивался узкий флишевый прогиб с мощностями до 2000 м. Подобные флишевые прогибы фиксируются на южном склоне Северо-Западного Кавказа и окаймляют Большой Кавказ с юга в Восточной Грузии и Азербайджане.

Закавказский срединный массив являлся областью накопления осадков мергельно-глинистой формации мощностью, не превышающей первые сотни метров, что свидетельствует о его спокойном тектоническом режиме. Зато чрезвычайно интенсивное погружение испытали в палеоцене и эоцене, расположенные южнее Аджаро-Триалетский и Талышский прогибы. В первом из них формация терригенного флиша сменяется вверх по разрезу мощной андезитовой формацией, а суммарная мощность отложений достигает почти 5000 м. Интенсивный подводный вулканизм андезит-базальтового состава, сопровождавшийся внедрением основных интрузий, имел место в Талышском прогибе, где мощности превышают 3000 м.

В центральной части Малого Кавказа располагался Севано-Ширакский прогиб, где также происходило накопление чрезвычайно мощных толщ подводно-вулканогенной андезитовой формации. В южной части Малого Кавказа вырисовывается еще два прогиба — Ереванский и Ордубадский, из которых в первом развиты исключительно терригенные отложения (в нижней части флишевые, в верхней — переходные к молассе), а во втором — наряду с терригенными образованиями вновь широко развиты вулканиты среднего состава. В конце этапа в ряде районов появляются лавы повышенной щелочности (анальцимовые и лейцитовые базальты и андезито-базальты). В Памбакском районе в конце эоцена образуется единственная на Кавказе интрузия нефелиновых сиенитов. К этому же времени относится начало формирования крупнейшего на Малом Кавказе Мегри-Ордубадского батолита.

Перечисленные выше прогибы разделялись поднятиями, из которых наиболее крупное располагалось в северо-восточной части Малого Кавказа. В целом следует подчеркнуть, что Малый Кавказ в рассматриваемое время являлся районом наиболее высокой тектонической и магматической активности на всей территории Советского Союза.

Гораздо более спокойным было развитие Копетдагской геосинклинальной системы. Центральная часть Копетдага с конца мела выступает в виде пологого поднятия, о слабой интенсивности которого свидетельствует очень небольшой снос обломочного материала. К западу от этого поднятия, в районе Малого Балхана вырисовывается широтный прогиб с мощностями более 5500 м (в основном, приходящимися на верхний эоцен). Этот прогиб раскрывался навстречу прогибу Юго-Восточного Кавказа и, возможно, соединялся с ним в районе Апшеронского порога.

Вдоль северного склона Копетдага, параллельно центральному поднятию, протягивался другой прогиб с максимумом мощностей в районе

Ашхабада и постепенным выполаживанием к юго-востоку. В обоих прогибах накапливались отложения мергельно-глинистой формации. Своеобразным тектоническим режимом отличался район Бадхыза, где в эоцене накопление песчано-глинистых осадков, снесенных с Паропамиза, перемежалось излияниями базальтовых лав.

Тектонический характер Памира на рассматриваемом этапе ввиду недостаточности фактических данных остается неясным. Северная зона Памира и массив Юго-Западного Памира, несомненно, выступали в качестве поднятий умеренной интенсивности, в то время как в Центральном и Юго-Восточном Памире, возможно, продолжались слабые погружения. В целом, режим был здесь, скорее всего, переходный к орогенному. На Дальнем Востоке продолжалось геосинклинальное развитие Корякско-Камчатско-Курильской и Сахалинской геосинклинальных систем. При этом наблюдается заметное различие между западной и восточной частями Корякско-Камчатской системы. В западной части заметную роль играли геоантиклинальные поднятия, между которыми располагались неглубокие прогибы с накоплением сначала угленосных, а затем песчано-глинистых осадков молассового типа. Мощность отложений здесь не выходит за пределы 600 м. Вулканизм полностью отсутствует. Совершенно иным, гораздо более контрастным и напряженным тектоническим режимом характеризовалась восточная зона. Мощности флишевой формации палеоцена и эоцена, с которой на участках максимального прогибания ассоциируется подводно-вулканогенная андезитовая формация, достигает 4000 м. Очень любопытно, что если к северу от Камчатки простирание прогибов и поднятий согласуется с общим простиранием систем, то в районе п-ова Камчатки со стороны архипелага Командорских островов протягивается глубокий поперечный прогиб, ограниченный разломами.

По другую сторону срединного массива Охотского моря, унаследованного от предыдущих эпох, простиралась Сахалинская геосинклинальная система. Большая часть Северного Сахалина и Тонино-Анивский полуостров Южного Сахалина продолжали испытывать поднятия, начавшиеся еще в меловой период, составляя Восточно-Сахалинскую геоантиклиналь. Остальная часть Южного Сахалина и западное побережье Центрального Сахалина (до широты г. Александровска) относились к Западно-Сахалинскому прогибу. Его отложения представлены осадками молассового типа, частично угленосными, в нижней части грубообломочными. Накопление осадков возобновилось здесь лишь в эоцене после ларамийских поднятий. Следовательно, западные районы Корякско-Камчатской и Сахалинской геосинклинальных систем опередили в своем развитии восточные и вступили в орогенную стадию эволюции.

Складкообразование в течение палеоцена — эоцена наблюдалось на Кавказе с максимумами перед поздним эоценом (Триалеты) и перед олигоценом (Северо-Западный Кавказ). Конседиментационный рост складок в течение почти всего рассматриваемого интервала времени установлен на Юго-Восточном Кавказе. Рост складок платформенного типа отмечен, начиная с эоцена в Предкавказье, на Туранской плите. В это же время зафиксирован рост соляных куполов в Днепровско-Донецкой и Прикаспийской синеклизе.

Спокойный тектонический режим в сочетании с теплым гумидным климатом палеоценовой и эоценовой эпох способствовали образованию бокситоносных кор выветривания (Центральный Казахстан), осадочных железных руд (восточная часть Западно-Сибирской синеклизы) и бурых углей (Днепровский, Нижнеалданский, Усть-Ленский, Зея-Буреинский и другие бассейны). Проявления эндогенной минерализации в рассматриваемую эпоху были очень ограниченными.

ОЛИГОЦЕН — НАЧАЛО СРЕДНЕГО МИОЦЕНА

Переход к олигоцену ознаменовался заметным усилением поднятий и вообще тектонической дифференциации как в геосинклиналях, так и в пределах платформ и орогенных областей. В связи с этим резко изменился состав осадочных формаций, ставший исключительно терригенным (см. приложение 12).

Карпатская, Кавказская, Копетдагская и Памирская геосинклинальные системы вступили в олигоцене в орогенный этап своего развития. Орогенная активизация охватила Тянь-Шань и в меньшей степени Алтае-Саянскую и Байкало-Становую области. Границы Русской платформы сохранились и на данном этапе, но площадь, охваченная поднятиями, заметно расширилась за счет вовлечения в них более южных районов. Польско-Литовская, Днепровско-Донецкая (с Припятским прогибом) и Прикаспийская синеклизы продолжали испытывать погружения, но масштаб этих погружений был значительно меньшим, чем в палеоцене и эоцене, а морской режим более или менее устойчиво сохранялся лишь в западной и центральной частях Прикаспийской синеклизы. Господствовали континентальные осадки песчаной формации.

Украинский щит и Донецкий кряж испытывали слабое поднятие. Заметно усилились поднятия в полосе Урала и Новой Земли. Более четко выделяется Предуральский прогиб, в котором происходит накопление угленосных осадков. Причерноморский прогиб в южной части сливается с полосой передовых прогибов Альпийского пояса (Индоло-Кубанский и Терско-Каспийский прогибы), заложившихся с начала олигоцена. Широкое распространение здесь получает характернейшая формация темных обогащенных органическим веществом глин майкопской серии, накапливавшихся в условиях интенсивного прогибания, временами опережавшего темп осадконакопления. Максимальные мощности этой формации приурочены к Индоло-Кубанскому и Терско-Каспийскому прогибам (до 3000 м), а также к небольшому Кусаро-Дивичинскому прогибу. Область распространения «майкопской» формации охватывает также западную часть Прикаспийской синеклизы, Южно-Мангышлакский и Красноводский прогибы, Закавказскую межгорную зону и Западно-Туркменский прогиб. В остальной западной части Туранской плиты распространены отложения морской сероцветной песчано-глинистой формации. К востоку от Амударьи эти образования замещаются пестроцветными сугубо мелководными осадками малой мощности.

В качестве зон относительно значительного опускания, кроме Южно-Мангышлакского прогиба с мощностями более 700 м и его восточного продолжения, выступают Северо-Устюртский прогиб (мощности до 800 м) и Сырдарьинская синеклиза. Более отчетливо, чем на предыдущем этапе, обозначились зоны поднятий — Мангышлакская, Карабогаз-Туаркырская, Центрально-Каракумская, Центрально-Кызылкумская и Нижнесырдарьинская.

Область опусканий Туранской плиты по-прежнему соединялась через Тургайский прогиб с Западно-Сибирской мегасинеклизой. В течение олигоцена темп погружений здесь постепенно снижался, что привело к отступлению моря и установлению условий заболоченной низменной равнины. В дальнейшем обстановка здесь неоднократно изменялась. В раннем миоцене в Тургайский прогиб с юга проникла морская трансгрессия. В результате в Западной Сибири сформировались чередующиеся платформенные формации: морская песчано-глинистая, лимническая угленосная, континентальная песчано-глинистая и кварцево-песчаная. Центр погружения Западно-Сибирской синеклизы по сравне-

нию с палеоценом и эоценом несколько сместился к северо-востоку. Максимальная мощность здесь близка к 500 м.

Казахский щит продолжал испытывать поднятия, довольно интенсивные в полосе Чингиза — Тарбагатая, а также Улутау. Вместе с тем достаточно четко вырисовываются впадины — Тенизская, Сарысуйская и Илийская; в последней мощности превышают 350 м.

Усиление поднятий ощущается и в пределах древней Сибирской платформы, особенно в районах Путоранского свода, Енисейской антеклизы и отчасти Ангаро-Ленского свода. Это возрастание темпов восходящих движений по сравнению с эоценом сказывается в прекращении накопления лимнических угленосных осадков и в преобладании сравнительно грубообломочного состава отложений во впадинах.

Более отчетливо, чем на предыдущем этапе, в качестве областей относительного погружения выступают Нижнеангарская впадина, Предсаянский и Предбайкальский прогибы. Несколько усилилось также воздымание Горного Таймыра и Северной Земли, в то время как Усть-Енисейская и Хатангская синеклизы по-прежнему выделялись в качестве зоны относительных прогибаний, продолжавшихся, вероятно, в области современного моря Лаптевых.

Интенсивные поднятия охватили в олигоцене южную периферию платформенных областей Средней Азии и Сибири, особенно Тянь-Шаня. Море было вытеснено отсюда в начале олигоцена, а к началу миоцена уже наметились прообразы основных современных горных поднятий. Однако эти поднятия были еще небольшими по площади и разделялись значительно более широкими зонами накопления осадков. Последние принадлежат к красноцветной мелкообломочной континентальной молассе. Наибольшие мощности этой формации наблюдаются в Таджикской (более 1400 м), Ферганской (более 800 м), Верхнечуйской (более 1000 м) и Илийской (более 900 м) впадинах. По границам поднятий и впадин на многих участках активно развивались разломы (Дарвазский, Южно-Ферганский, Талассо-Ферганский и др.). Волна поднятий, охватившая Тянь-Шань, распространялась с востока.

Активизацией была также захвачена и Алтае-Саянская область, но проявилась она здесь в более слабой и менее дифференцированной форме, о чем свидетельствует меньшая мощность отложений во впадинах (максимум — 375 м в Зайсанской впадине), их тонкообломочный состав и широкое развитие бурых углей, особенно в восточной части впадины. План расположения прогибов и поднятий был как и в Тянь-Шане, довольно близок к современному.

Сходным тектоническим режимом обладала на рассматриваемом этапе Байкало-Становая область поднятий. Следует отметить значительное усиление погружений южной части Байкальской впадины (мощность до 1500 м) и появление довольно многочисленных центров излияний щелочно-базальтовых лав во всей западной половине области. Все структуры Байкало-Становой области отличаются юго-запад — северо-восточной ориентировкой, характерной для более древнего Монголо-Охотского пояса. Зея-Буреинский массив по-прежнему отличался спокойным платформенным режимом. Занимавшая его центральную часть одноименная синеклиза испытывала незначительные погружения с накоплением лимнической угленосной формации.

Значительно большей тектонической активностью отличалась расположенная восточнее орогенная область Приамурья и Сихотэ-Алиня. Движения здесь носили весьма дифференцированный характер. В Сихотэ-Алине все более четко выделяются поднятия, отвечающие основным антиклинориям. Заметную активность обнаруживают продольные разломы. Вдоль восточной периферии орогенной зоны продолжает проявл-

ляться магматическая деятельность. На севере лавы в основном базальтовые, на юге — преимущественно среднего состава. Цепочки вулканов приурочены к косым разломам, вероятно, оперяющим основные продольные разломы. В прогибах накапливаются осадки типа угленосной молассы. Их мощность местами превышает 1000 м.

Оживление поднятий в определенной степени распространилось и на Верхояно-Чукотскую область, в особенности на ее южную (Южное Верхоянье) и восточную части. На фоне преобладания поднятий в отдельных небольших впадинах продолжалось накопление угленосной молассоидной формации. Область Колымского срединного массива испытывала лишь очень слабое поднятие, сменявшееся севернее, на побережье Восточно-Сибирского и Чукотского морей, широкой зоной относительных погружений, распространявшихся и в область современного шельфа. В области современного Ново-Сибирского архипелага и о-ва Врангеля существовали изолированные поднятия. Полоса по периферии Арктического океана, отвечающая на востоке окраине Гиперборейской платформы, соответствует испытывавшей в олигоцене слабое погружение, а в начале миоцена — слабое поднятие. В Приверхоянской зоне опусканий заметное погружение сохранилось лишь на участке Нижнеалданского прогиба, где продолжала накапливаться лимническая угленосная формация.

Резко сократились проявления вулканической деятельности вдоль Охотско-Чукотского пояса разломов, причем излияния имели почти исключительно базальтовый состав.

Альпийские геосинклинальные системы юга западной половины СССР вступили в олигоцене в орогенный этап своего развития. В Карпатской геосинклинали поднятия были в олигоцене еще весьма слабыми и большая ее часть представляла собой зону погружения, расчлененную на отдельные частные прогибы. Это отразилось и на составе осадков, которые носят переходный характер от флиша к нижней молассе. С начала миоцена вся современная Карпатская система испытала поднятие и складчатость, а впереди и позади нее образовались компенсационные прогибы. Особенно глубоким был Предкарпатский прогиб, в котором накопилось более 5000 м осадков нижней соленосной молассы, с отдельными горизонтами грубых конгломератов. В гораздо более слабой степени в погружение был втянут прилегающий край платформы. В Закарпатском прогибе мощности отложений (до 1200 м) значительно уступают таковым Предкарпатского прогиба, но тип отложений сходный — соленосная моласса.

В олигоцене заметно усилились и расширились поднятия в области Горного Крыма и Большого Кавказа. С этого времени Большой Кавказ приобрел уже структуру, близкую к современной, по крайней мере в своей центральной части. В воздымание здесь была втянута и северная окраина зоны флишевых прогибов. На периклиналях геоантиклинали Большого Кавказа (Таманский полуостров, Кобыстан) усилилось интенсивное погружение, унаследованное от эоцена. Наиболее интенсивными движения были в середине олигоцена. Затем поднятия стали ослабевать и произошло расширение зон опускания, в результате возросла роль глинистых осадков.

Сопряженно с воздыманием Большого Кавказа и Горного Крыма происходило интенсивное погружение зоны передовых прогибов Восточного Крыма и Предкавказья, а также Закавказской межгорной зоны. Однако в Северном Закавказье в эту эпоху еще не существовало единого межгорного прогиба, а по распределению мощностей намечаются две самостоятельные полосы максимального прогибания — северная с локальными впадинами в Сочинском районе и Южном Кобыстане и юж-

ная — с максимумами в Гурии, в Южной Карталинии, в Кировобадском районе и Северном Талыше. Осадки являются наиболее мощными (до 3000—3500 м) и грубообломочными в южной зоне, окаймляющей Малый Кавказ.

В центральной части Закавказской межгорной зоны еще находились отдельные поднятия, сложенные древними гранито-метаморфическими образованиями и служившие источниками сноса обломочного материала. Такие поднятия предполагаются в Колхиде, Центральной Карталинии, к югу от Кобыстана (в районе слияния Куры и Аракса). Значительная часть Малого Кавказа была охвачена интенсивными поднятиями, постепенно нараставшими во времени. Прогибания дольше всего сохранялись в Ахалцихском, Ереванском и Нахичеванском бассейнах. Морской режим удерживался в первых двух лишь до середины олигоцена, а в последнем — условия накопления были с самого начала континентальными.

Морские осадки внутренних зон Малого Кавказа представлены сероцветной песчано-глинистой молассой, континентальные — лимнической угленосной формацией (Ахалцихе) и красноцветной континентальной формацией (Ереван — Нахичевань). В южной части Малого Кавказа действовали наземные вулканы, извергавшие продукты андезитового состава. На крайнем юге продолжалось становление Мегри-Ордубадского батолита. В общем, Малый Кавказ развивался в качестве активной подвижной зоны.

По другую сторону современного Южного Каспия происходило возрастающее, но в общем умеренное, поднятие Копетдагской геоантиклинали и пограничного с платформой Большого Балхана. На западном погружении Копетдага и в Предкопетдагском прогибе на смену отложениям «майкопского» типа приходит континентальная красноцветная моласса. В Западно-Туркменском прогибе накопление осадков майкопской серии продолжалось в течение всего рассматриваемого отрезка времени и здесь их мощность превышает 1000 м, значительно больше, чем в Предкопетдагском прогибе. Молассовые или молассоидные континентальные красноцветы распространены также в Бадхызе и Карабиле.

На Памире в течение всего рассматриваемого времени происходили поднятия, интенсивность которых, видимо, значительно усилилась к началу миоцена. Зона наиболее интенсивных погружений восточной части Таджикской впадины явно связана с Памирской орогенной областью и может рассматриваться как ее краевой прогиб.

В Корякско-Камчатской геосинклинальной системе в олигоцене и начале миоцена наблюдалось усиление и расширение погружений, особенно в западной зоне, тектонический режим которой по-прежнему отличался от тектонического режима восточной зоны. Их разделяла полоса геоантиклинальных поднятий, с востока окаймлявшаяся разломами. В северной половине западной зоны шло накопление формации типа нижней молассы, в то время как для южной половины характерны кремнисто-глинистые отложения, очевидно, довольно близкие по условиям образования к менилитовой серии юга Европейской части СССР. Максимальные для всей зоны мощности отмечены именно в южной части Западно-Камчатского прогиба, где они превышают 2000 м. В полосе центральных поднятий довольно активно проявлялась вулканическая деятельность; на северном и южном участках преобладали лавы среднего состава, а на среднем — основного. Излияния происходили частично в наземных, частично в подводных условиях. Ареной интенсивного подводного вулканизма андезитового состава являлась южная половина Восточно-Камчатской геосинклинали, а также ее продолжение в пределах современной Курильской гряды и ответвление

в пределах современных Командорских островов. В северной половине восточной зоны Корякско-Камчатской системы преобладают смешанные вулканогенно-флишевые образования. Мощности отложений в восточной зоне в общем значительны и на ряде участков превышают 3000 м. Особенно интенсивные погружения (более 5000 м) наблюдались на сочленении Восточно-Камчатского прогиба с поперечным к нему Камчатско-Командорским прогибом. В Курильской зоне наряду с интенсивным вулканизмом происходило внедрение небольших субвулканических интрузий.

Значительное расширение и усиление опусканий в олигоцене и особенно в раннем миоцене характерно и для Сахалинской геосинклинальной системы, в целом переживавшей раннеорогенную стадию развития. Устойчивыми поднятиями отличалась Центральная геоантиклиналь в пределах Северного Сахалина, а также в районе Танино-Анивского полуострова. Мощности отложений морской нижнемолассовой формации достигают в Восточно-Сахалинском прогибе 2000—3000 м и превышают 3000 м в Западно-Сахалинском прогибе.

Как и на более ранних этапах, Сахалинская геосинклинальная система отделялась от Камчатско-Курильской срединным массивом Охотского моря, устанавливаемым по геофизическим данным. В пределах этого массива в олигоцене еще продолжали существовать значительные области абсолютного поднятия. В раннем миоцене площадь их, вероятно, заметно сократилась. От Верхояно-Чукотской орогенной области срединный массив отделялся неглубоким Магаданским прогибом, заполненным маломощными лимническими угленосными осадками.

Складчатые движения в олигоцене — раннем миоцене наиболее интенсивно проявились на Карпатах, особенно в начале миоцена. К этому времени относится даже начало надвигания Флишевых Карпат на Предкарпатский прогиб, как это установлено наблюдениями В. Г. Корнеевой [84] в районе Борислава. Рост конседиментационных поднятий продолжался в течение рассматриваемого времени в Керченско-Таманской области и в южной части Западно-Кубанского передового прогиба, а также на юго-восточном погружении Большого Кавказа. В платформенной части Предкавказья развитие локальных поднятий практически прекратилось, но продолжалось в области Туранской плиты.

На рассмотренном этапе тектонического развития СССР, так же как и на предыдущем, крупных проявлений эндогенной минерализации не отмечено. Единственным исключением является рудный район Западного Зангезура и Ордубада в Южном Закавказье. Здесь с внедрением Мегри-Ордубадского плутона связано образование крупных месторождений медно-молибденовых руд.

В противоположность этому тектонический режим данного этапа оказался очень благоприятным для формирования многих видов осадочных полезных ископаемых. К ним относятся крупнейшие месторождения марганцевых руд (Никополь, Чиатура, Мангышлак и др.), приуроченные к периферическим частям стабильных тектонических элементов (щиты, срединные массивы), испытывавших в начале олигоцена слабые погружения (спокойное мелководье). Сюда же можно отнести и целый ряд россыпей тяжелых минералов, тяготеющих также к участкам со спокойным тектоническим режимом, в условиях очень незначительных опусканий (полтавская серия Украины, Тургайский прогиб, Казахский щит).

Уникальными по запасам являются россыпные месторождения янтаря, образовавшиеся также в условиях спокойного тектонического режима при слабом погружении прибрежных частей мелководных бассейнов (Польско-Литовская и Днепровско-Донецкая впадины).

«Майкопская» формация является классической нефтегазопроизводящей толщей. Ей подчинены многочисленные и порой крупные залежи нефти и газа в Предкарпатье, на Северном Кавказе и в Закавказье. В связи с высоким содержанием органического вещества с «майкопской» формацией связаны горючие сланцы и некоторые другие полезные ископаемые.

Бурые угли широко распространены в отрицательных структурах как платформ, так и орогенных областей. Наибольшее практическое значение имеют олигоценовые угли Зея-Буреинского бассейна и раннемиоценовые угли Западной Башкирии.

В конце этапа, в раннем миоцене, заметного масштаба соленакопление имело место в Предкарпатском и Закарпатском прогибах. В первом из них известны довольно крупные залежи калийных солей (Калуш).

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Уголь. Жаркий и влажный климат палеогенового периода, низменный, мало расчлененный рельеф суши, при значительных иногда темпах прогибания, способствовали формированию угленосных бассейнов на многих участках территории СССР. Хотя на весь кайнозой приходится всего 1,5% от общих запасов угля (а следовательно, на палеоген еще меньше), они имеют практическое значение и во многих пунктах разрабатываются. Основные запасы приходятся на отложения олигоценовой эпохи.

Различают несколько угленосных провинций: Восточно-Европейскую, Кавказскую, Арало-Сибирскую, южного горного обрамления Сибири, Колымскую, Прибайкальскую, Манчжурскую и Дальневосточную.

К Восточно-Европейской провинции относятся Южно-Уральский и Днепровский буроугольные бассейны. В Южно-Уральском бассейне к палеогену (олигоцен) относятся низы лимнической угленосной серии (тюльганская свита). Примером связи палеогеографических условий с угленакоплением является Днепровский буроугольный бассейн. Украинский кристаллический щит представлял в бучакский век (средний эоцен) сушу с сильно расчлененным эрозионно-тектоническим рельефом. Сравнительно крутые борта отрицательных форм рельефа сочетались с весьма незначительными уклонами дна понижений в сторону открытого моря (как на юге, так и на севере). Небольшие размеры суши и малые уклоны депрессий способствовали развитию болот, сильно заболоченных мелких рек и очень широкого развития эстуарий. На водоразделах сохранились каолиновые коры выветривания. Водоразделы имели отметки от 50 до 100 м, а долины от 0 до 50 м.

Граница между континентальными и морскими бучакскими отложениями отвечает береговой линии. Резкие колебания гранулометрического состава свидетельствуют о принадлежности континентальных отложений к делювиальным, речным, озерно-болотным и болотным образованиям. Таким образом, теплый влажный климат и благоприятная геоморфологическая обстановка создавали исключительно хорошие условия для накопления на низменных участках растительных остатков и широкого развития торфяников, давших начало многочисленным месторождениям бурого угля (Юрковское, Александрийское, Верхнеднепровское, Синельниковское и т. д.).

К породам харьковской и полтавской свит приурочены небольшие запасы бурых углей (Шестернецкое и Ореховское месторождения). Кавказская угленосная провинция небогата месторождениями угля. Самым крупным из них является Ахалцихское месторождение бурых углей

олигоцена. Оно образовалось в момент стабилизации Ахалцихской депрессии, вслед за обмелением ранне-среднеолигоценового моря.

Значительной по протяженности является Арало-Сибирская угленосная провинция, в которой угленакопление происходило в основном в позднеолигоценовое время, время резкого обмеления водных бассейнов Тургайского прогиба и Западной Сибири и установления здесь континентального режима.

Угленосная провинция южного горного обрамления Сибири вытянута с запада на восток на 3000 км при ширине не более 400 км. Угленосность связана с осадками позднего олигоцена, отлагавшихся в неглубоких межгорных впадинах.

Прибайкальская угленосная область характеризуется развитием позднеолигоценовых угленосных толщ в ряде вытянутых, асимметричных прогибов.

Манчжурская угленосная провинция на территорию СССР заходит только в районе Зея-Буреинской низменности. Здесь развиты две угленосные толщи — палеоценовая и олигоценовая.

В Колымскую угленосную провинцию входят Северное Верхоянье, Новосибирские острова, бассейн рек Индигирки и Колымы, а также Нижне-Алданская впадина. Эксплуатируются Согинское и Эльгенское месторождения.

Дальневосточная угленосная провинция охватывает восточные окраины Советского Союза. В разработке находится Угловский бассейн с крупными запасами угля, а также Бикинское месторождение.

Нефть и газ пользуются значительным распространением в породах палеогена. Целый ряд месторождений нефти и газа приурочен к Предкарпатскому прогибу. С ямненской свитой палеоцена связаны промышленно-нефтеносные залежи нефти. Нефтеносность установлена в породах эоцена и олигоцена.

Промышленные залежи газа установлены в палеоценовых и олигоценовых породах Крыма.

На Западной Кубани с флишевыми отложениями палеоцена, эоцена и олигоцена связаны залежи нефти и газа; в Восточно-Кубанском прогибе — породы палеоцена и эоцена.

На Ставропольском своде с осадками палеогена (эоцен, олигоцен) связаны исключительно газовые залежи.

В Закавказье с эоценом связаны проявления нефти в Казанбулаге и Ильдоканах. Из олигоцена нефть добывают в Сиазани, Умбаки и в Кировабадском районе. Интерес представляет тяжелая нафталанская лечебная нефть. Многочисленные нефтепроявления приурочены к породам олигоцена в Грузии.

В Средней Азии породы палеогена содержат нефть и газ в Таджикской и Ферганской депрессиях. В первой из них основным коллектором нефти и газа являются палеоценовые бухарские доломиты и известняки, а в Ферганской депрессии газонефтяные залежи приурочены также к эоценовым и олигоценовым отложениям.

В других районах СССР к осадкам палеогена приурочены лишь признаки нефте- и газоносности.

Для того чтобы показать связь нефтегазоносности с палеогеографическими условиями была составлена карта нефтегазоносности олигоценовых отложений для Предкавказья и Закавказья. В Предкавказье выделяется Азово-Кубанский и Средне-Каспийский предгорные нефтегазоносные бассейны. В Закавказье выделяются Рионо-Черноморский возможно, нефтегазоносный бассейн и западная часть Южно-Каспийского межгорного бассейна. Олигоценовые отложения сложены мощной толщей глин с пачками песчано-алевритовых пород различной мощности.

Наибольшие мощности (3000 м) отмечаются в Южно-Каспийской впадине и в геосинклинальной зоне Предкавказья (1500—2000 м). Несколько меньше она в платформенных впадинах Западного и Восточного Предкавказья (1200—1500 м). Максимальная песчанистость майкопа (20%) приурочена к впадинам Восточного Предкавказья в зоне, примыкающей к Кавказу.

Олигоценовые отложения на всей рассматриваемой территории относятся к категории нефтематеринских. Последние представлены чередованием песчано-алевритовых и глинистых пород, содержащих значительное количество рассеянного органического вещества (ОВ). Содержание $C_{орг}$ увеличивается с севера на юг, что, видимо, связано с изменением в этом же направлении фациального характера органического вещества. Так, в платформенной части Предкавказья ОВ гумусовое, южнее — гумусово-сапропелевое, а в Закавказье — сапропелевое. Битуминозность пород всюду высокая. Стадии углефикации ОВ в пределах всей территории неодинаковы: с севера на юг происходит постепенная смена от низшей и средней буроугольной стадий в Предкавказье до высшей буроугольной в Закавказье, что согласуется с изменением глубины залегания. Более высокий уровень преобразованности ОВ во впадинах обусловливает и большее содержание в его составе битумоидных компонентов, большую их восстановленность, а следовательно, и большую подвижность. Наибольшая интенсивность процессов эмиграции углеводородов из нефтематеринских пород в породы-коллекторы приурочена к наиболее погруженным районам.

Природные резервуары представлены всюду песчано-алевролитовыми породами. Наибольшая их пористость отмечается в Ставропольском крае (хадумский горизонт) и в пределах Рионо-Черноморского бассейна, где она превышает 15%. Проницаемость в Предкавказье наибольшая (100—1000 мд), а в остальных районах редко превышает 1 мд. В Закавказье проницаемость пород высокая. Современное направление движения вод восходящее из наиболее погруженных частей бассейнов к их периферии. Газы, растворенные в подземных водах, метановые. Геохимическая обстановка диагенеза и гидрогеологическая обстановка в коллекторах — восстановительная. Олигоценовое море имело нормальную соленость.

На карте показаны все известные нефтегазопроявления, начиная от промышленных притоков нефти и газа до таких незначительных, как примазки нефти в породах. Олигоценовые отложения содержат многочисленные скопления нефти и газа.

Крупные месторождения газа связаны с хадумским горизонтом и располагаются в Ставропольском крае (газы в сводовых залежах этих месторождений содержат до 97% метановых углеводородов); в Дагестанском районе небольшие скопления газа обнаружены в том же горизонте.

Небольшие нефтяные месторождения в Восточном Предкавказье, связанные с майкопской толщей, известны в Прикумской области и в Терско-Сунженском районе. Все залежи небольшие по запасам. Нефти относятся к группе легких. Все нефти слабосернистые, парафинистые.

В Азово-Кубанском бассейне многочисленные нефтяные, различные по запасам, залежи литологически экранированы и связаны с прихотливым распространением песчаных коллекторов параллельно древней береговой линии Майкопского моря. Нефти характеризуются малым удельным весом (0,80—0,84), малосернистые, парафинистые.

Аналогичное строение, но осложненное разрывами, имеют нефтяные залежи Сиазань-Нардаранского месторождения, среднего по запасам.

Нефти Закавказья средние, удельного веса 0,84—0,87. Небольшие по масштабам сводовые залежи приурочены к южной прибортовой части Куринской депрессии (Кировабадская область).

Широкое развитие нефтематеринских пород в олигоцене, а также установленное генетическое родство между рассеянным органическим веществом и нефтями позволяет сделать вывод о том, что скопления нефти и газа являются автохтонными по отношению к вмещающим отложениям.

Янтарь. К палеогеновым отложениям запада Европейской части СССР приурочено уникальное по запасам Пальминкенское месторождение янтаря, расположенное в северо-западной части Калининградской области. Вмещающей янтарь породой является зеленовато-серая песчанистая глина с глауконитом (олигоцен). Среди ископаемых смол этого месторождения промышленное значение имеет сукцинит (собственно янтарь), составляющий около 98% добычи, и геданит (2% добычи). Янтареносная «голубая земля» представляет собой, по-видимому, образования дельт, в которых янтарь находится во вторичном залегании. Снос материала осуществляется с севера и северо-запада. О небольшом переносе янтаря (первые сотни километров) свидетельствует обилие кусков с скорлуповато-натечной текстурой, легко раскалывающихся при ударе и, в общем, хорошая сохранность скульптуры поверхности его массивных кусков. Кроме того, янтарь (сукцинит) встречается в песчаных отложениях харьковской и полтавской свит по Днепру в окрестностях Киева, однако запасы здесь значительно меньше. Он также несет следы транспортировки, судя по окатанности — более длительной.

Фосфориты. В осадках палеогена они связаны с глауконитовыми песками, формировавшимися на плоском дне на небольших глубинах.

В Черниговском районе три фосфоритоносных горизонта подчинены опоковидным каневским глинам. В Сумском районе конкреции фосфоритов залегают среди глауконитовых песков палеоцена. В Донецком районе маломощные прослои конкреций фосфоритов наблюдаются среди глауконитовых песков верхнего эоцена. На склонах Воронежского выступа и в Поволжье распространены желваковые (вероятно, в значительной степени переотложенные) и пластовые фосфориты. Желваки входят в состав базальных конгломератов. Зоны фосфатонакопления связаны с трансгрессивными сериями и тяготеют к поднятиям. Пластовые фосфориты представлены фосфатным цементом типа коллофанита, обволакивающим оолиты фосфата и кварцевые зерна. Они развиты полосой (ширина около 2 км) параллельно береговой линии в виде линз протяженностью до 25—50 м при мощности до 1 м. Другим районом, где встречаются фосфориты, является юго-восточная часть Тургая. Здесь в осадках верхнего эоцена наблюдаются прослои фосфоритовых конгломератов мощность от 10 до 30 см.

Диатомиты. Для осадков палеогена характерно распространение диатомитов и диатомовых глин. Массовые скопления раковин диатомовых водорослей наблюдаются на приустьевых участках крупных палеорек, а также в прибрежных частях некоторых морских бассейнов.

В Среднем Поволжье известен целый ряд месторождений палеоценовых диатомитов (Инзенское, Забалуйское, Сенгилевское, Шарловское, Барышское, Балаклейское, Атемарское и др.). Месторождения меньшего масштаба уже в осадках верхнего эоцена имеются и западнее на Воронежской антеклизе. Олигоценовые диатомиты разрабатываются в качестве гидравлической добавки к цементу по р. Шибик (Северо-Западный Кавказ). Отмечены они и в районе г. Анапы. Оба месторожде-

ния связаны с мелководными участками олигоценового бассейна, защищенными от открытого моря цепочкой небольших островов.

На Западно-Сибирской низменности полоса развития диатомитов окаймляет широкой дугой центральную часть эоценового Западно-Сибирского моря. Отдельные пласты диатомитов достигают 5 м толщины и более.

Моющие и отбеливающие глины. С осадками палеогена связано распространение моющих и отбеливающих глин, иногда образующих крупные промышленные скопления. В районе г. Нальчика известно крупное месторождение нальчикинов — миролизованных морских палеоценовых глин, содержавших большое количество вулканического пепла. Не меньшее значение имеют и залежи асканита (Аджарский хребет), являющегося остаточным продуктом выветривания эоценовых андезитов в условиях влажного субтропического климата. Промышленное значение могут иметь и раннекоунские (ранний и средний эоцен) гильаби Юго-Восточного Кавказа.

Полезные ископаемые, связанные с корами выветривания. Относительно спокойное тектоническое развитие территории СССР в палеогеновый период привело к широкому развитию кор выветривания, с которыми связаны некоторые полезные ископаемые.

В пределах Украинского кристаллического щита, главным образом на южном склоне, имеются месторождения бокситов, которые приурочены к водораздельным пространствам палеорельефа. В корах выветривания на докембрийских серпентинитах выявлены месторождения силикатно-никелевых руд. К окраинам Украинского кристаллического щита приурочены также месторождения огнеупорных глин и вторичных каолинов. В районе Воронежского выступа фундамента в корах выветривания обнаружены бурые окислы железа, охры, высокоглиноземистые и бокситоподобные глины, а в мелководных осадках — керамические и керамзитовые глины.

В Тургайском прогибе огнеупорные глины приурочены к наурзумской свите. Кроме того, встречаются белые и серые каолинитовые и монотермит-каолинитовые глины. Амангельдинская группа бокситовых рудных тел связана с химической дифференциацией вещества в прибрежной зоне озер, а Целиноградская — с разложением глинистых толщ и выпадением руд в карстовых понижениях из коллоидных и истинных растворов.

В Зайсанской впадине и Прииртышье встречаются скопления огнеупорных каолиновых глин (Жандаровское месторождение). Для восточной и северной зон Сибирской платформы характерен сиаллитный тип кор. С ними связаны россыпи золота, залежи каолинов, огнеупорных глин, кварцевых песков — на юго-западе выветривание достигало латеритной стадии. Здесь, помимо каолинов и огнеупорных глин, известны месторождения бокситов.

Марганец. В олигоценовых отложениях юга Европейской части СССР заключено колоссальное количество рудных накоплений марганца. Эти марганцевые месторождения вытягиваются в виде прерывистой широтно вытянутой цепочки от рудных накоплений в районе Варны (на западе), Никопольского, Больше-Токмакского и других месторождений юга Украины, до Лабинского месторождения на Северном Кавказе, Чиатурского месторождения в Грузии и Мангышлакского месторождения.

Марганцевые месторождения располагаются примерно на одном стратиграфическом уровне (нижний — средний олигоцен).

Рудные концентрации марганца накапливались в весьма ограниченных, географически обособленных участках бассейна. Палеогеографичес-

кая специфика зон накопления марганцеворудных осадков состоит в том, что эти зоны являются областями прибрежного мелководья на стабильных участках земной коры, в которых темпы седиментации были резко уменьшенными, по сравнению с нерудными зонами бассейна. Так, группа южно-украинских месторождений (Никопольского, Больше-Токмакского и др.) располагается на южном склоне Украинского кристаллического щита, Лабинское — на эпигерцинском устойчивом Адыгейском блоке, Чиатурское и другие олигоценовые месторождения Грузии — на Грузинской глыбе, Мангышлакское месторождение — на эпигерцинской платформе.

К тектонически устойчивым участкам принадлежат и области питания. Вопрос о значении материнских пород наилучшим образом может быть решен на примере Никопольского и других южно-украинских месторождений. Марганцеворудные отложения Никопольского района локализованы в непосредственной близости от областей размыва. Марганцевые руды формировались в областях, отличающихся минимальными мощностями олигоцена (до 20 м). Таким образом, марганцеворудный процесс протекал в тектонически весьма устойчивой зоне бассейна, при замедленной седиментации.

Формирование рудных осадков происходило среди архипелага островов при весьма слабом гидродинамическом режиме бассейна. Накопление марганцеворудных образований совершалось в узко локализованной зоне, переходящей в сторону континента — низменных заболоченных равнин, где имело место угленакопление и с другой стороны — в область открытого неглубокого моря. Рудные отложения представляют песчано-глинистые породы, в которых заключены линзовидные слои, конкреции и желваки карбонатных и окисленных марганцевых руд.

Особый интерес представляет четкая связь залежей марганцевых руд с определенным типом материнских пород. Украинский кристаллический щит служил основным поставщиком материала для олигоценовых осадков, развитых в пределах Южно-Украинского марганцеворудного бассейна. Украинский кристаллический щит характеризуется широким развитием нижнепротерозойских, зеленокаменных вулканогенно-осадочных образований, в которых, как правило, известны относительно повышенные содержания Mn и Fe. Интересно, что границы распространения марганцеворудных олигоценовых осадков и нижнепротерозойских вулканогенно-осадочных образований примерно совпадают. Каждой марганцевой залежи обычно соответствует располагающийся в пределах щита синклинорий, сложенный этими зеленокаменными породами. Это позволяет считать, что зеленокаменные вулканогенно-осадочные формации раннепротерозойской Саксаганской геосинклинальной системы преобладали в составе материнских пород, за счет разрушения которых формировались марганцеворудные отложения. Проявления марганца значительно меньших масштабов имеются и в более древних осадках палеогена.

Железо. Осадки палеогена небогаты железными рудами. Наиболее крупные скопления железа связаны с бакчарским горизонтом (эоцен) Бакчарского и Парабельского районов Западно-Сибирской низменности. Рудный горизонт представлен песчаниками с сидеритовым цементом, среди которых залегают прослои сидерита и хлоритовые и глауконитовые линзы. Основная масса руд (мощностью до 19 м) приурочена к дельтовым конусам выноса песчанистого материала. К северу от бассейна рек Тым и Парабель рудоносные пески замещаются рудами с большим количеством железистых силикатов, а к западу — опоковидными глинами. Рудоотложение уменьшилось с наступлением транс-

грессии. Гораздо меньше скопления оолитовых железных руд в Зайсанском районе и Прииртышье. Оолитовые железняки связаны с фацией дельт. Оолитовые руды имеют некоторое распространение и в Северном Приаралье и Тургайской низменности. В Северном Приаралье руды имеют речной и озерно-лагунный генезис. Кроме того, имеются руды прибрежно-морского генезиса в северо-восточной части Устюрта и прилегающих территорий.

Возможно, что практическое значение приобретут песчаные сидериты, обнаруженные в мелководных (возможно дельтовых) песчаных осадках среднего эоцена к северо-востоку от г. Жданова (Причерноморская впадина). По Н. М. Барановой, здесь среди песков с рассеянными мелкими стяжениями сидерита залегают прослои бурого железистого (сидеритового) песчаника с содержанием железа до 39%. Кроме того, можно отметить прослои манган-сидерита 5—30 см толщиной среди нижне-среднеолигоценовых пород Никопольского марганцевого бассейна, которые образовались так же, как и марганцевые руды, за счет размыва докембрийских джеспилитов Украинского кристаллического щита.

Некоторые другие полезные ископаемые. Вулканогенно-кремнистые образования олигоцена — миоцена Олюторского прогиба перспективны для поисков марганца, меди, ртути и полиметаллов.

В областях проявления вулканизма в Приморье имеется алунит. С вулкано-плутоническими формациями здесь связаны генетически эпитермальные месторождения золота. С формацией вторичных кварцитов и пропилитов могут быть связаны цветные металлы, корунд и андалузит. С палеоценовым интрузивным Полийским комплексом связаны проявления олова, вольфрама и молибдена.

Руды меди, молибдена, сурьмы, мышьяка, свинца и цинка подчинены интрузивным породам промежуточного и кислого состава. Руды меди, полиметаллов, железа и марганца имеют развитие и в толще эффузивов среднего эоцена (андезиты, андезито-дациты, андезито-базальты и их туфы).

К горизонтам олигоцена Мангышлака, содержащим остатки рыб, приурочены высокие содержания тонкодисперсного серного колчедана.

Объяснительная записка к литолого-палеогеографическим картам выпуска составлена А. Н. Балуховским и В. Е. Хаиным по материалам, указанным во введении к тому авторов и опубликованным работам, и просмотрена А. Г. Эберзиным.

Объяснительная записка к палеотектонической карте среднего миоцена — четвертичного периода составлена В. Е. Хаиным.

Объяснительная записка к картам соленосности составлена С. М. Кореневским. Карта рельефа подакчагыльской поверхности востока Европейской части СССР составлена А. И. Башлевым, Н. Я. Жидовиновым, Н. В. Кирсановым, В. И. Курлаевым, А. А. Сабитовым.

СТРАТИГРАФИЯ

Основная серия литолого-палеогеографических карт неогена построена для примерно равных по продолжительности отрезков времени, соответствующих раннему миоцену — началу среднего миоцена, среднему миоцену, позднему миоцену, раннему плиоцену, среднему плиоцену и позднему плиоцену. Дополнительные карты составлены для отдельных горизонтов тортонского яруса среднего миоцена (чокракского, караганского и конкского), нижнего и среднего подъярусов (вместе) и верхнего подъяруса сарматского яруса, а также для меотического, понтического, акчагыльского и апшеронского ярусов.

Для Понто-Каспийской области развития морских неогеновых отложений карты составлены согласно существующей детальной стратиграфической схеме, утвержденной Бакинским совещанием в 1955 г. Для континентальных отложений центральной и восточной частей Русской платформы карты составлены согласно стратиграфической схеме, принятой Казанским совещанием и утвержденной неогеновой комиссией МСК в 1966 г. Для Средней Азии и Южного Казахстана использовалась стратиграфическая схема, выработанная Ташкентским совещанием 1963 г. Для территории Западно-Сибирской низменности использована схема стратиграфии неогеновой системы 1961 г. [137]. Для территории *Камчатки, Сахалина, Курильских и Командорских островов, Корякского* нагорья принята за основу схема 1961 г. [138]. Для Северо-Востока СССР использованы местные стратиграфические схемы, привязанные по возможности к стратиграфическим схемам соседних регионов.

Тем не менее изученность стратиграфии неогеновых отложений СССР еще далека от установления полной и уверенной корреляции не *только континентальных, но даже и морских отложений.* Недостаточно разработанной является стратиграфия континентальных образований неогена и проблема их сопоставления с морскими отложениями.

Первая из карт неогенового периода составлена для раннего и части среднего миоцена, соответствующей гельветскому ярусу. Этот стратиграфический интервал принят потому, что в обширной Черноморско-Каспийской области рубеж между нижним и средним миоценом проходит внутри литологически однообразной глинистой майкопской серии. Иначе обстоит дело с границей гельветского и тортонского ярусов, совмещаемой подавляющим большинством исследователей с кровлей майкопской серии и подошвой тарханского горизонта на Кавказе и томаковских слоев на Украине.

Несколько сложнее обстоит дело с проведением границы между гельветом и тортоном в периферических частях морских бассейнов юга СССР, где осадки формировались в мелководных и несколько опресненных акваториях, в связи с чем выделение тарханского горизонта, представленного относительно глубоководными осадками, становится невозможным; в этом случае его стратиграфический уровень занимают слои с устрицами, а на уровне гельветского яруса — так называемые онкофоровые слои, выделенные в Грузии в коцахурский горизонт. Встреченные также вместе с фауной томаковских слоев (=тарханскому горизонту) они присутствуют и в устричниках тарханского горизонта Грузии [80].

В Закарпатье на данной карте показаны отложения негровской и буркаловской свит, терешульских конгломератов, новоселицкой, водицкой, тереблинской и затонской свит. И. В. Венглинский и В. Н. Утробин [35] к гельветскому ярусу в Закарпатье относят новоселицкую, водицкую, тереблинскую и затонскую свиты, а к нижнему тортону — банскую свиту.

В северо-западных и центральных районах Русской платформы миоценовые отложения имеют ограниченное распространение. Их возраст устанавливается на основании данных спорово-пыльцевого анализа, а мощность определена пропорциональным делением единой толщи неогеновых отложений. К континентальным аналогам нижнего — среднего миоцена в пределах Окско-Донской равнины и прилегающих районов отнесены отложения нижней части ламкинской свиты М. Н. Грищенко (терновские слои), а южнее — иловлинско-гуровская и яшкульская свиты по схеме Казанского совещания 1966 г. [139]. Возраст терновской свиты определяется условно на основании спорово-пыльцевых комплексов и флоры как ранне-среднемиоценовый [74, 176].

На территории Украины и Белоруссии к миоцену отнесены верхи полтавской серии. Верхний возрастной предел серии определяется по залеганию над ней толщи «неогеновых пестрых глин» [166]. Нижняя возрастная граница толщи «пестрых глин», по-видимому, неодновозрастна и изменяет свое положение в интервале от среднего сармата до нижнего плиоцена. Нами условно принят возраст верхней части полтавской серии как миоценовый.

В низовьях Дона и Волги на первой миоценовой карте показаны отложения арадыкской и низов цаганхакской свит [141] с раннемиоценовым комплексом моллюсков и глины верхнего майкопа с комплексом фораминифер ольгинской свиты. В Приманычье к гельветскому ярусу относятся слои с онкофорами и отложения с фораминиферами саккаминовой зоны. В Северных Ергенях онкофоровые слои отнесены также к гельветскому ярусу [141].

Вопрос о возрасте континентальных свит предуральской серии (куюргазинской, ворошиловской и ушкатлинской) не решен окончательно и дискутируется уже много лет. Исследователи, работавшие на Южном Урале и в Предуралье (А. Н. Криштофович и Г. В. Вахрушев, И. М. Покровская, А. А. Чигуряева, Н. Н. Сигова, В. Л. Яхимович и О. С. Андрианова) считают их миоценовыми. А. Л. Яншин [177] и вслед за ним В. В. Лавров, Е. П. Бойцова, А. П. Сигов и другие исследователи, предложившие относить предуральскую серию только к олигоцену, основывались на сопоставлении ее с тургайской серией Северного Приаралья. В Северном Приазовье тургайской флорой охарактеризованы континентальные отложения заведомо миоценового возраста, переходящие по простиранию в морские отложения конкского горизонта. В связи с этим, считает В. Л. Яхимович [179], наличие тургайской флоры в тех или иных отложениях не может рассматриваться как по-

казатель исключительно олигоценового возраста, вмещающих отложений. Нами принято компромиссное решение, по которому куюргазинская свита отнесена еще к олигоцену, а ворошиловская и ушкатлинская — к миоцену.

Аналогами аральской свиты северных чинков Устюрта и Приаралья являются ишимская и таволжанская свиты Западной Сибири, аральская свита Тургайского прогиба, Западной Сибири и Казахстана, мало отличающиеся от аральской свиты Приаралья по литологическому составу. После установления возраста кинтыкчинской свиты в качестве бурдигальского [43], аральскую свиту в неогеновой шкале стали относить только к аквитанскому ярусу. Согласно палеопалинологическим и фаунистическим (остатки наземных позвоночных) данным, аральской свите Устюрта (аквитанской) соответствуют кушукские «слои» и отвечающие им пестроцветные глины (верхняя часть наурзумской свиты), а в северной части прогиба — пестроцветные глины верхней части наурзумской свиты и «аральская» свита Тургайского прогиба.

На карте среднего миоцена соответственно показаны отложения нижней части павлодарской свиты, возраст которой условно определяется в интервале от середины среднего миоцена (тортона) до середины среднего плиоцена.

За границу между гельветом и тортоном в Западной Сибири, Казахстане, Средней Азии и Алтае-Саянской области принята подошва павлодарской свиты и ее аналогов.

Верхняя граница среднего миоцена в Понто-Каспийской области проводится достаточно четко по подошве сарматского яруса. Конкский горизонт, как и бугловские слои Предкарпатья, отнесен к среднему миоцену. В континентальных отложениях неогена Средней Азии граница эта проведена по подошве свит, содержащих остатки гиппарионовой фауны. В случае отсутствия фауны граница среднего и верхнего миоцена в области развития континентальных осадков проводилась на основании стратиграфического положения отложений и условного сопоставления их с фаунистически охарактеризованными толщами.

Верхняя граница миоцена, в соответствии с решениями Бакинского совещания, проведена в кровле мэотического (подошве понтического) яруса. Прослеживание данной границы внутри континентальных толщ вызывает большие трудности, поскольку на этом рубеже не происходит существенных литологических изменений. Для территории Западной Сибири, Тургая, Казахского щита, Алтая, Саян, Тувы, Прибайкалья и Забайкалья нет обоснованных данных для проведения верхней границы миоцена, которая проходит внутри павлодарской свиты.

Чаще всего условно проведена граница между миоценом и плиоценом во впадинах предгорной и горной областей Средней Азии. В западной части Средней Азии эта граница проведена внутри заунгузской свиты и ее стратиграфических аналогов, а в Южно-Таджикской впадине и Предгиссарье — в кровле тавильдаринской свиты и ее аналогов. Во впадинах Тянь-Шаня, расположенных к востоку от Ферганского хребта, граница проведена условно внутри единых свит, охватывающих широкий возрастной интервал, таких как чуйская свита, или условно — в кровле кызылджарской свиты и ее стратиграфических аналогов по смене кирпично-шоколадной, пестрой или серой окраски пород на красновато-бурую. Стратиграфическое положение и анализ общей палеогеографической обстановки указывает на то, что тавильдаринская свита отвечает по возрасту примерно сарматскому ярусу. Отложения заунгузской свиты залегают на морских сарматских отложениях, чем определяется их нижний возрастной предел. Верхняя граница миоцена условно проведена по кровле тавильдаринской свиты.

Во впадинах Восточного Тянь-Шаня нижняя граница верхнего миоцена, вероятно, совпадает с кровлей соленосной серафимовской свиты (Восточно-Чуйская впадина) и ее аналогов в других впадинах. В отложениях джельтысуйской свиты найдены остатки позвоночных позднего сармата — понта [170]. Такой же «миоплиоценовый» возраст имеет шыракская свита Закавказья. Граница между верхним миоценом и нижним плиоценом проводится в верхах ширакской свиты [25].

Более обосновано проведение границы между нижним и средним плиоценом. В Эвксинском бассейне эта граница устанавливается по смене фауны понтического яруса фауной киммерийского. В Каспийской области, в Азербайджане и Туркмении граница между нижним и средним плиоценом проходит по кровле понтических слоев (в основании продуктивной толщи).

Более сложной является проблема проведения границы между нижним и средним плиоценом в континентальных отложениях Средней Азии, так как объективных данных для ее проведения нет. В Южно-Таджикской впадине она проводится условно по границе каранакской и полизакской свит. Спорным является также верхний предел возраста заунгузской свиты Северной Туркмении и Северо-Западного Узбекистана. Нами принято, что верхняя граница заунгузской свиты соответствует кровле нижнего плиоцена.

На территории Западно-Сибирской низменности и других районов широкого развития отложений павлодарской свиты и ее стратиграфических аналогов граница между нижним и средним плиоценом проведена внутри верхов павлодарской свиты и ее аналогов.

Верхняя граница среднего плиоцена проводится уверенно лишь в Каспийском бассейне в основании морских отложений акчагыльского яруса. За пределами их развития определение объема среднего плиоцена вызывает большие трудности. В частности, это касается Эвксинского бассейна, где дискутируется положение куяльницкого яруса в качестве самостоятельного верхнего раздела среднего или низов верхнего плиоцена [140]. Эта тенденция связана со сложностью взаимоотношений куяльницких и акчагыльских отложений на Таманском полуострове и в Северном Приазовье, хотя известно, что на Таманском полуострове акчагыльские отложения перекрывают отложения с куяльницкой фауной. Нами было принято решение относить куяльницкий ярус к среднему плиоцену. К среднему плиоцену отнесены стратиграфические аналоги отложений шешминского, II и III чебеньковских горизонтов и кушумской свиты востока Русской платформы [139], известные под названием подакчагыльской толщи.

В Предкопетдагском прогибе, Мургабской и Приамударьинской впадинах к верхнему миоцену — нижнему и среднему плиоцену относятся лишенные фауны казганчайская и эсенбайская свиты. Условно в предгорной части Предкопетдагского прогиба и Мургабской впадины показаны верхи отложений казганчайской и эсенбайской свит, площадь аккумуляции которых к концу среднего плиоцена, по-видимому, испытала сокращение.

В пределах Западно-Сибирской низменности Алтая граница среднего — верхнего плиоцена условно проведена в подошве кочковской свиты и вторушкинской свиты и их аналогов, охарактеризованных фауной мелких млекопитающих, а в Зайсанской впадине — в подошве карабулакской свиты.

В Прибайкалье и Забайкалье к среднему — верхнему плиоцену отнесена так называемая охристая свита, которая охарактеризована позднеплиоценовой фауной позвоночных [28].

На Сахалине к верхнему плиоцену отнесена верхняя часть помырского горизонта, а на Камчатке — эрмановская свита и нижняя часть толщи платобазальтов, завершающая разрез неогеновых отложений Камчатки. Полученные в последние годы материалы по Сахалину позволили внести некоторые изменения в принятые стратиграфические схемы, которые и учтены при составлении карт Атласа. Они касаются главным образом: 1) синхронизации нижнемаруямской подсвиты и курасийской свиты, 2) выделения самостоятельного невельского горизонта, 3) расчленения дагинской свиты Охинского района на три подсвиты, 4) отнесения такойского горизонта, завершающего цикл седиментации, к макаровской серии осадков, 5) параллелизации тенгинской свиты Охинского района только с помырским горизонтом, 6) выделения на п-ове Шмидта стратиграфически выше — дионовской свиты. Нижняя граница неогена проводится по основанию мачигарского горизонта, залегающего на подстилающих отложениях с размывом или угловым несогласием.

Верхняя граница неогена в Каспийской и Черноморской областях проведена в подошве бакинского яруса Каспийского бассейна и в подошве чаудинских слоев в Черноморском бассейне. К этим уровням привязана граница в континентальных отложениях Европейской части СССР и Средней Азии. Важную роль в уточнении верхней границы сыграли данные, полученные при изучении фауны мелких позвоночных, пресноводных, моллюсков, спорово-пыльцевого анализа и др. На основе этих исследований и новых литологических и геологических данных были выработаны региональные стратиграфические схемы для территорий Средней Азии, Казахстана, Западной Сибири и ряда других регионов с обоснованием верхней границы неогена.

В Камчатском регионе верхняя граница неогена проведена в кровле эрмановской свиты Западной Камчатки и ее аналогах.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

РАННИЙ — НАЧАЛО СРЕДНЕГО МИОЦЕНА

Русская равнина на севере простиралась вплоть до материкового склона и захватывала Новую Землю и о-ва Земли Франца-Иосифа. Низменная, местами плоская, местами холмистая равнина достигала возвышенности Балтийского щита на северо-западе и Уральской гряды — на востоке. Главный водораздел был, вероятно, близок к современному. В виде отдельных возвышенностей выделялись Тиман, Канин Нос, Земля Франца-Иосифа и Новоземельская возвышенность. По-видимому, Северо-Русская, Мезенская, Печорская и Баренцевоморская низменности имели аллювиально-озерный характер. В западной части Северо-Русской низменности сток осуществлялся в сторону современного Балтийского моря. К югу от нее располагалась обширная Приднепровская озерно-аллювиальная равнина, в южной части которой некоторое время сохранялись морские условия накопления песков на площади унаследованного от палеогена Полтавского пролива. Вдоль восточной окраины нынешней Средне-Русской возвышенности, в то время низкой слабо холмистой равнины, в начале миоцена заложилась широкая (до 50 км) низменная аллювиально-озерная равнина, по которой простиралась основная речная артерия центральных районов Русской платформы на протяжении почти всего неогенового периода (см. приложение 5).

Северо-Русская, Мезенская, Печорская, Баренцевоморская и Прикаспийская низменности и разделяющие их и прилегающие к ним возвышенности были покрыты лесами. В средней части господствовали широколиственно-хвойные леса с участием зонтичной сосны. К югу

они сменялись широколиственно-хвойными лесами с элементами субтропической флоры (таксодиум, магнолия, секвойя, лавр и др.). Климат был на юге субтропическим, влажным. Севернее, на территории Северо-Русской и вплоть до Баренцевоморской низменности климат был, по-видимому, умеренно теплым, влажным.

В начале миоцена в интенсивные поднятия вовлекается область современных Карпат. Существовавшие ранее прогибы замыкаются и осушаются. В Предкарпатском проливе и в Закарпатском заливе в лагунных аридных условиях накапливаются соленосные толщи, чередующиеся с грубообломочными отложениями. В гельветский век в Предкарпатье происходит значительное опреснение и расширение бассейна на северо-восток, а в Закарпатском заливе накапливается мощная соленосная толща.

В начале миоцена северный берег Южно-Русского моря отступает к югу, увеличиваются в размерах Крымский и Кавказский острова и Малокавказский архипелаг, с них усиливается поступление терригенного материала. Усиливается снос и с северной суши.

Между Приуральской возвышенностью на западе и горной грядой Урала на востоке располагалась широкая вытянутая параллельно Уралу озерно-аллювиальная равнина, открывавшаяся в сторону современного Каспийского моря.

Изменчивая обстановка существовала в пределах современных Приаралья и Устюрта. В аквитанский век Туранский морской бассейн сокращается, образуется обширная лагуна, в которой развивается своеобразная фауна корбул. Небольшие лагуны, населенные этой же фауной, образуются в области современных Кызылкумов и современной Ахалцихской депрессии.

В бурдигальский век Туранское море трансгрессирует на восток на расстояние, максимальное для всего миоцена. В этом море и его Заунгузском заливе в бурдигале распространяется фауна моллюсков и фораминифер нормально-морского типа, мигрировавшая из Южно-Русского моря. После регрессии в конце бурдигальского века наступает новая, гельветская, трансгрессия, сопровождавшаяся значительным опреснением и широким расселением своеобразной фауны ржегакий. В гельветский век наблюдается расширение морского бассейна к северу. Восточные контуры раннемиоценового бассейна из-за недостатка данных определены весьма схематично. На территории Кызылкумов располагалась обширная лагуна, в которой накапливались отложения агитминской свиты. Имеющиеся материалы по аквитанскому бассейну характеризуют, как выше уже указывалось, лагунные фации. По-видимому, его воды были сильно опреснены, что обосновывается бедностью родового состава моллюсков и отсутствием стеногалинных форм.

Бурдигальский бассейн (Южно-Русское и западная окраина Туранского моря) был относительно глубоководным и в своей центральной части населен губками, фораминиферами, моллюсками, остракодами, рыбами. Ассоциации фораминифер довольно изменчивы и отражают местные фациальные и температурные условия, соленость и глубину бассейна. Значительно меньшее распространение имела в Южно-Русском море в бурдигальский век фауна моллюсков. Присутствие стеногалинных форм указывает на нормальную соленость вод. Крупные пектункулюсы в Закавказском проливе свидетельствуют о благоприятных условиях обитания двустворок. Сходный, но обедненный комплекс фауны получил широкое развитие и в заливах Туранского моря. Трансгрессия Закарпатского моря в буркаловское время сопровождалась широким расселением теплолюбивых стеногалинных моллюсков, морских ежей, губок, кораллов, рыб (кархародоны, оксирины и др.), фора-

минифер (крупные лентикулины и нодозарии), баланусов и водорослей. Глубины были невелики — до 50 м, климат окружающей суши — теплым и влажным. Прибрежная часть моря из-за обильного притока речных вод была опресненной.

В гельветский век Южно-Русское и Туранское моря значительно опреснились. На мелководьях обитали ржегакии. Фораминиферы обитали в отдельных частях бассейна (саккамины в Предкавказье и в Крыму). Как в аквитанское и бурдигальское время, в гельвете море также было теплым, в значительной части располагаясь в зоне субтропического климата. В отдельных районах климатические условия были аридными (современные Предкарпатье, Закарпатье). Локально аридные условия возникали и в раннем миоцене (Предкарпатье). Это отразилось на накоплении солей и соленосных толщ в морских лагунах. В Закарпатском заливе соленакоплению способствовало начавшееся в гельвете интенсивное погружение Закарпатского пролива и его обособление от Паннонского массива и складчатой области Карпат. Вдоль границы между этим прогибом и срединным массивом началась вулканическая деятельность. К концу гельветского времени в области осадконакопления в Предкарпатье появились озера, населенные мелкими гастроподами и фораминиферами, а затем они осушились. Крымский и Кавказский острова и Малокавказские острова были сравнительно низкими. В центральной части Кавказского острова формируется низкогорный ландшафт (до 500 м), сменявшийся в прибрежной части низменной равниной; остров был покрыт смешанными лесами.

На островах Малокавказского архипелага во внутригорных понижениях существовали лагунно-континентальные и озерно-континентальные равнины. Современная Среднеараксинская депрессия представляла собой широкую аллювиальную равнину, на которой накапливались пестроцветные песчанистые гипсоносные глины, песчаники, конгломераты и галечники. В юго-восточной части котловины существовал опресненный бассейн (Нахичеванский), в котором накапливались красные и серые глины, пески, мергельные и известковые илы. Он имел связь через Иран с морским бассейном Персидского залива. Поднятие окружающей Нахичеванский бассейн суши сопровождалось локальным проявлением вулканизма. В Ахалцихской лагуне отлагались пески с корбулами. В бурдигале устанавливается более широкая связь с Закавказским проливом, судя по появлению теллин. Затем произошла регрессия и в течение гельветского века здесь существовала аллювиально-озерная равнина. На Севано-Ширакской продольной озерно-аллювиальной равнине накапливались угленосные отложения с примесью вулканического материала. Климат Малокавказского архипелага во внутренних впадинах был семиаридным, судя по гипсоносности отложений. С приближением к берегу Закавказского пролива и в отдельных котловинах климат был более влажным. Южные берега Закавказского пролива были сильно изрезаны. Высота островов архипелага, по-видимому, не превышала 500 м. Преобладали возвышенные равнины, постепенно снижавшиеся к береговой линии моря и полузамкнутым лагунам.

В современной Западной Туркмении находился морской залив, отделенный на севере обширным полуостровом от Каракумского залива Туранского моря. Восточнее, у подножия поднимавшегося Копетдага, образовалась аллювиально-озерная равнина, в пределах которой происходило накопление маломощных красноцветов.

На Тянь-Шане и Памиро-Алае быстро разрастаются поднятия с одновременным сокращением площадей внутригорных впадин и предгорных равнин. Постепенно в поднятие вовлекается и восточная окраина Туранской плиты. Усиливается дифференциация рельефа внутрен-

них впадин. В общем Памир и Гиссаро-Алай в раннем миоцене представляли собой еще невысокие пологохолмистые гряды, неглубоко расчлененные зародившимися в это время широкими субсеквентными долинами. Нарастание поднятий и некоторое увлажнение привели к усилению эрозии. В восточной части Северо-Тянь-Шаньских гор, современном Придарвазье и других районах начинается накопление грубообломочных отложений. В Ферганской и Южно-Таджикской низменностях грубообломочные осадки накапливались лишь в непосредственной близости от горных хребтов, быстро замещаясь к центру впадин более мелкоземистыми отложениями.

Межгорные впадины — Ферганская, Южно-Таджикская, Иссыккульская, Нарынская и другие — представляли собой широкие низменные аллювиально-озерные равнины. В озера впадало большинство рек. Реки, стекавшие с внешних склонов горных хребтов или выходящие из центральных частей современной Средней Азии, текли или к западу — в сторону заливов Туранского моря, или в изолированные водоемы, такие как Баканасское озеро. Гидрографическая сеть приспособилась к новой орографической обстановке. В результате увлажнения и похолодания и вследствие увеличения высот в областях сноса реки стали более полноводными, а бессточные впадины превратились в озера, порой значительных размеров (Иссыккульское, Ферганское озера). Вследствие периодической аридизации климата временами возникали условия для отложения мощных соленосных толщ. Озерно-аллювиальные равнины были покрыты степями с полынью, гречишником, маревыми и злаками. Ближе к предгорьям располагалась узкая зона с ландшафтами типа саванны с редкими ксерофитами (сумах и др.). Предгорья и частично возвышенные плато были покрыты широколиственно-хвойными лесами с примесью субтропических пород (пальмы, гинкго). Современная Тургайская низменность представляла собой озерную равнину, сменявшуюся в сторону Казахской возвышенности отдельными останцовыми горами, среди которых располагались понижения, занятые озерами. На обширной территории современных Тургайской, Западно-Сибирской низменностей и в понижениях Центрального Казахстана, Алтая и Саян в озерах накапливались зеленовато-серые монтмориллонитовые глины, реже известняки, мергели и пески, с марганцовистыми бобовинами и гипсом. Южнее же (Западная Бетпак-Дала) площадь озер сокращается.

Граница аридной и семиаридной зон, судя по литологическому составу осадков, совпадала, по-видимому, с границей распространения красноцветных отложений сарыозекской свиты. К югу от этой границы располагалась аридная, а к северу — семиаридная климатическая зона. Это же подтверждается и составом растительности. Основное развитие получают злаки, рдесты, ежеголовниковые, нимфеи, кипрейные и др., указывающие на широкое развитие степей. В их пределах формируется карбонатная кора выветривания. Казахская возвышенность и Алтае-Саянское нагорье были покрыты лесостепью и лесами из ивы, ольхи, березы, граба, ореха, вяза, бука, дуба, липы, ели, кедра, эфедры и др. Галерейные леса развивались по долинам рек.

В озерных водоемах обитали моллюски, остракоды, десятиногие раки и рыбы; наличие остатков судака указывает на существование глубоких и чистых бассейнов. В прибрежных пространствах обитали бобры. Из обитателей саванн известны эквиды, носороги, мастодонты, парнокопытные, амфиционы (хищные), гигантские носороги, грызуны и черепахи.

Появление в разрезах среди озерных и солончаково-озерных отложений пролювиальных фаций (Южный и Восточный Казахстан) ука-

зывает, по-видимому, на засушливые периоды, вызывавшие резкое сокращение озер. Речная сеть продолжала существовать почти в том же виде, что и в олигоценовую эпоху. Реки представляли собой медленно текущие неглубокие блуждающие водные потоки.

Север Западно-Сибирской низменности представлял собой низменную равнину с отдельными возвышенностями, которая в течение миоцена испытывала постепенное поднятие.

Семигумидный, возможно даже гумидный климат был характерен для внутригорных впадин Алтае-Саянской области, где местами формировались угленосные отложения. К северу от Алтае-Саянского нагорья существовала широкая Ангарская равнина, которая переходила в Среднесибирское плоскогорье в плато Путорана на северо-западе по крутому уступу, обрывавшегося к Южно-Таймырской низменности; на восток она плавно переходила в озерно-аллювиальную Лено-Вилюйскую низменность.

Современный Таймыр представлял собой возвышенную равнину с узкой цепью гор в центральной части. Таймырские горы на севере смыкались с возвышенной равниной Северной Земли и, вероятно, достаточно резко выделялись на фоне низменных равнин, расположенных в области шельфа современных морей.

Восточнее, в области современных Новосибирских островов и Яно-Индигирской низменности, продолжается дальнейшее поднятие положительных форм рельефа и сопряженное с ними погружение низменности и внутригорных впадин, заполнявшихся аллювиально-озерными осадками с конгломератами в основании разреза. Янская, Колымская и Восточно-Сибирская низменности представляли собой аккумулятивные равнины с изолированными останцовыми возвышенностями в районе современного мыса Святого Носа и на Новосибирских островах. Горные системы в это время подверглись процессам выравнивания, которые не затронули центральные их части. Пологохолмистое нагорье Верхоянского хребта по своей высоте, по-видимому, лишь незначительно отличалось от Среднесибирского плоскогорья. Лишь осевые зоны Орулганского хребта и Сеттэ-Дабана могли иметь низкогорный рельеф.

Установлено, что в миоцене существовали долины палео-Лены, палео-Вилюя и палео-Алдана в очертаниях, близких к современным. Сложнее обстоит дело с реставрацией гидрографии западных районов Ангарской низменности. Нами гипотетически показана связь современных Нижней и Подкаменной Тунгуски со Средней Леной и Котуя с Вилюем. Подобной точки зрения придерживаются В. А. Стрелков [153], А. Г. Золотарев [70] и Л. И. Исаева (один из авторов карт этой территории). Также гипотетически показана речная сеть в области Северо-Востока СССР. Горные хребты Северо-Востока были, по-видимому, значительно ниже современных (до 500—600 м). В некоторых районах Корякского нагорья и других районах современного Северо-Востока абсолютные отметки, вероятно, превышали уже 500 м. Некоторые исследователи [13, 42] считают, что Верхоянский хребет, Колымское и Юдомское нагорья, хр. Черского и другие уже в начале миоцена были близки по расчлененности и гипсометрическим отметкам к современным хребтам. Продолжался рост горных хребтов, окружавших современную Сигланскую (где мощность конгломератов достигает 450 м), Балахапчанскую и другие внутригорные впадины Северо-Востока страны.

На всей обширной территории современных Восточной Сибири и Северо-Востока климат был теплым, гумидным. На это указывают как спорово-пыльцевые данные, так и широкое развитие угленосных отло-

жений. Почти вся эта территория была покрыта широколиственными и широколиственно-хвойными лесами со значительным участием субтропических растений и растений, характерных для тургайской флоры (секвойя, тсуга, метасеквойя, магнолия, платан, гинкго и др.). На севере вдоль побережья современных морей была развита зона березово-хвойных лесов со значительным участием широколиственных листопадных. На широте современных Новосибирских островов были распространены сосново-березовые леса при участии таксодиевых и кипарисовых. В пределах современного Прибайкалья и Забайкалья существовала денудационная равнина, в отдельных котловинах которой шло накопление осадков в условиях озер, болот и дельт. На их бортах накапливались мощные торфяники, а в центральных частях — песчано-глинистые осадки. Озера в котловинах были довольно глубокими (50—100 м), с хорошо развитой пелагиалью. Котловины окаймлялись невысоким денудационным плато, на междолинных участках которого шло формирование кор выветривания. На фоне этого плато существовали обширные низкогорные массивы, игравшие роль местных водоразделов. Более или менее точно реконструировано направление стока в бассейне современной р. Селенги. Сток из Южно-Байкальской котловины мог осуществляться по речной долине на северо-восток. Из всех котловин Прибайкалья вулканизм проявился только в Тункинской, в которой лавы переслаиваются с нормальными осадочными отложениями. Климат здесь был умеренно теплый, вначале достаточно влажный, в конце суше, что обусловило завоевание степной и лесостепной растительностью новых пространств на территории равнины. Восточнее, в области Станового хребта, существовала возвышенная денудационная равнина, переходящая в низкое Алданское нагорье. Она имела наклон к северу в направлении к долине Лены и современной Усть-Алданской впадине.

Территория Приамурья представляла собой обширные выровненные пространства с участками плато и низких гор, тяготеющих к восточной и северной частям региона (современные хребты: Майский, Ям-Линь, Баджальский, Сихотэ-Алинь). Осадконакопление было приурочено к впадинам, окружающим поднимавшийся Буреинский массив. В западных районах Приамурья — в современных Ушумунской, Амуро-Зейской, Мамынской, Нарской впадинах — существовали заболоченные озерно-аллювиальные равнины, в которых формировались угленосные отложения.

Амуро-Зейская аллювиально-озерная равнина расширилась. Произошла относительная нивелировка условий осадконакопления. По ее окраинам располагались обширные поверхности выравнивания. Лишь в редких случаях сочленение горного рельефа обрамления с равниной происходило по зонам разломов. Во впадинах накапливались озерные и болотные осадки, а русловые и пойменные играли подчиненную роль. К началу формирования бузулинской свиты (олигоцен — ранний — средний миоцен) поверхность Амуро-Зейской впадины была выровнена и территория областей сноса представляла собой поверхность денудационного выравнивания с мощными (до 30 м) корами выветривания каолинитового типа. На месте современных хребтов Станового, Тукурингра — Джагды и, возможно, в центральной части Буреинского массива существовало обширное низкогорье с останцами более высокого рельефа [165]. Реки текли на юг и юго-восток.

В Верхне-Зейской и Удской впадинах накапливались аллювиальные грубообломочные отложения. В восточных районах Приамурья на аллювиально-озерных равнинах накапливались грубообломочные отложения. Некоторые впадины, расположенные вблизи современного по-

бережья Охотского и Японского морей (Удыльская и др.), или сообщались периодически с морем, или представляли собой обширные озерные водоемы, населенные диатомовыми водорослями.

На Хабаровской низменности продолжается накопление угленосных отложений в условиях озерно-аллювиальной равнины. Центральные части ее занимали русла рек с многочисленными озерами и старицами. Торфяные болота располагались ближе к бортам впадины. По наклону косой слойчатости в аллювии установлено, что сток рек осуществлялся в юго-западном направлении.

На восточных склонах Сихотэ-Алиньского нагорья и в пределах прилегающей части современной акватории Японского моря и Татарского пролива существовала обширная вулканическая платообразная область. Изливались преимущественно лавы среднего и основного состава из вулканов центрального типа. Лавы, слагающие кизинскую свиту, заполняли долинообразные понижения домиоценового рельефа. Извержения вулканов сопровождались выбросами пирокластического материала, количество которого к востоку возрастает [8]. По-видимому, вулканический материал достигал юго-западной окраины современного Сахалина.

Климат был умеренно теплым и влажным. На это указывает развитие папоротниково-хвойно-широколиственных лесов при наличии умеренно теплолюбивых пород из группы сережкоцветных и единичных субтропических элементов. Возможно, что этот состав флоры отражает высотную зональность, так как для более северных областей Северо-Востока характерна более теплолюбивая растительность. Климатические условия благоприятствовали формированию кор выветривания. Восточный склон Сихотэ-Алиньского нагорья был покрыт широколиственными лесами, в верхней зоне — хвойными, а в нижней — таксодиевыми и др.

С ранним миоценом на Сахалине связано начало обширной трансгрессии моря. В пределах прибрежной равнины в озерно-аллювиальных (пресноводная фауна) условиях формировались угленосные отложения. Западная часть современного Сахалина представляла собой продолжение восточного склона Сихотэ-Алиня. Судя по обилию пыльцы тсуги и сосны, климат в начале раннего миоцена был довольно умеренным. К концу первой половины раннего миоцена морской бассейн занял почти всю прибрежную часть современного острова. Накопление терригенных осадков происходило в области материковой отмели. Лишь на юго-западе отмечается обогащение осадков вулканическим материалом, источником которого являлись вулканы восточного склона Сихотэ-Алиньского нагорья. О мелководном характере условий обитания фауны в бассейне свидетельствуют крупные толстостенные раковины кардит, кардиумов, гребешков и др. Температура воды была не выше 15°, на что указывает присутствие ильдий, тиазир и др. На нормальную соленость и хорошую аэрацию придонного слоя воды указывает пышное развитие моллюсков. В мачигарское время господствующей геохимической обстановкой была окислительная (аутигенные лейкоксен и глауконит).

Прибрежно-морской режим во второй половине раннего — начале среднего миоцена постепенно сменился условиями мелководного Холмского бассейна, отвечающего максимальному развитию трансгрессии. Значительно сокращаются и нивелируются площади Восточно-Сахалинской суши. В районе Углегорска — Широкой Пади существовал относительно крупный остров северо-западного простирания, отделявшийся от Восточно-Сахалинской суши Поронайским прогибом. Продолжали существовать небольшие острова на южных оконечностях совре-

менных полуостровов Тонино-Анивского и Крильон, а также к востоку от современной береговой линии п-ова Шмидта. К концу холмского времени возникают валообразные конседиментационные поднятия в Охинско-Эхабинском районе и на п-ове Шмидта, образование которых сопровождалось более интенсивным прогибанием в смежных участках. Глубины Холмского бассейна, вероятно, не превышали 200 м. Для него характерна нормальная соленость вод, пониженная аэрация придонных слоев, илистый грунт, фауна толстостенных моллюсков, невысокая температура.

На территории Камчатки располагался морской бассейн, унаследованный от олигоцена, но расширивший свои пределы. В западно-камчатской части бассейна накапливались сравнительно глубоководные осадки, которые к югу замещались мелководными, а у современного Крутого острова — континентальными. Центральная и юго-восточная части Камчатки представляли собой вулканический архипелаг, на островах которого и в море проявлялась вулканическая деятельность с накоплением лав среднеосновного состава и пирокластического материала. На месте Корякского нагорья находилась низкогорная расчлененная страна. Продолжает существовать глубоководный Олюторский залив. В его пределах накапливались вулканогенно-кремнистые и терригенные осадки. На юго-востоке Корякского нагорья продолжалась регрессия, в результате которой обособились современные Опухско-Пекульнейский и Алькатваамский заливы. Анадарский залив вдавался в сушу почти до современного устья р. Белой. На дне его накапливались пески и диатомиты. К юго-западу от него находилась небольшая лагуна, в которой происходило накопление торфа, грубозернистых песков и галечников.

Современные Курильские и Командорские острова развивались в течение неогенового периода по одному плану. Для них характерно последовательное развитие структур вулканических островных дуг с интенсивным андезитовым вулканизмом на протяжении всего неогена. В начале миоцена наблюдается перемещение центров вулканизма в сторону современного Тихого океана. Периоды усиления вулканической активности на островах совпадали с регрессией моря, а паузы — с трансгрессией, что нашло отражение в характере разреза неогена.

СРЕДНИЙ МИОЦЕН

Общая палеогеографическая обстановка в пределах Средне-Русской равнины и ее Тимано-Уральского обрамления существенно не изменилась. В Южно-Русском и Туранском морях, в Предкарпатском проливе и в Закарпатском море неоднократно изменялись контуры береговой линии, соленость морских вод и состав населявших эти бассейны фаун (см. приложение 6).

В банское (тархан-чокракское, частично караганское) время Закарпатское море сохраняет свои размеры. Вновь активизировалась вулканическая деятельность, сопровождавшаяся выбросом кислых лав. Невысокая Карпатская суша отделяла этот бассейн от мелководного Предкарпатского пролива, в пределах которого, имевшего крайне неровное дно вследствие затопления древнего рельефа, на глубинах от 1—2 до 100—150 м накапливались кварцевые известковистые пески и детритовые водорослевые известняки.

Южно-Русское море в тарханское время имело нормальную соленость вод и непосредственно сообщалось с Паратетисом. На юге современной Украины, а также по окраинам еще низких Крымского и Кавказского островов и у островов Малокавказского архипелага накапли-

вались мелководные отложения алевритистых мергельных илов. На остальной площади моря шло отложение относительно глубоководных илов и реже мергелей. Максимальные глубины достигали нескольких сотен метров, судя по присутствию остатков глубоководных светящихся рыб. Помимо разнообразных моллюсков, фораминифер, мшанок, море было заселено рыбами и млекопитающими, а также водной растительностью.

Туранское море было мелководным, а его площадь сократилась, по сравнению с гельветским веком. К концу тарханского времени морской бассейн вновь несколько опресняется, что указывает на начавшуюся изоляцию.

В чокракское время физико-географические условия и источники сноса в Предкарпатском проливе сохраняются без изменений. Течения действовали вдоль восточного берега пролива. В начале чокракского времени происходит общая трансгрессия Южно-Русского моря. Однако поверхностные воды бассейна опресняются, а на отдельных участках море регрессирует. На территории Кубанского и Терского прогибов и в пределах Каспия располагалась более глубоководная область, а на остальной территории — мелководная. Чокракский бассейн отличался активностью донных течений. Для Понто-Каспия основной областью питания обломочным материалом бассейна являлась северная суша (кварц, дистен, ставролит, амфиболы). Размывался и Кавказский остров.

Туранское море оставалось мелководным. Аридизация климата способствовала образованию гипсов в фазы, совпадающие с максимальной изоляцией этого залива — моря от Южно-Русского. Тем же вызвана и гипсоносность отложений Среднеараксинской окраины последнего. В меньшей степени это сказалось на востоке Закавказского пролива (доломитизированные известняки). Чокракское море было заселено моллюсками, фораминиферами, остракодами, рифостроящими водорослями и мшанками, рыбами, акулами и крупными морскими млекопитающими (китами, дельфинами и тюленями). Кавказский остров был населен мастодонтами, носорогами, анхитериями, халикотериями, оленями, свиньями, гиенами, амфиционами и грызунами [18]. Пресные воды были заселены моллюсками, а также рыбами. Темп поднятий областей сноса в течение чокракского времени непрерывно возрастал. В результате в конце этого времени связь с нормально морским бассейном полностью прерывается.

В караганское время в Предкарпатском проливе площадь, занятая бассейном, значительно расширяется. Накапливаются гипсы, ангидриты и известняки, а на некоторых участках — каменная соль с прослоями глин. В молдавской части пролива в лагунных условиях отлагаются гипсы, хемогенные известняки. Карпатская суша остается возвышенной равниной. Южно-Русское море в карагане также трансгрессирует, глубина бассейна уменьшается, а изоляция от нормально морских бассейнов и приток пресных вод с окружающей суши вызывает его значительное опреснение. Получает распространение эндемичная фауна спаниодентелл. Сокращается область накопления глины и мергелей за счет песчаников, известняков и галечников. На юге современной Украины трансгрессия караганского моря была максимальной для всего среднего миоцена. В Закарпатском, более соленом, море в караганское время накапливались маломощные (до 50 м) глины с прослоями туфов.

В Предкавказской части Южно-Русского моря сохраняются условия, характерные для чокракского времени.

Расширяется в караганское время и Туранское море, в котором накапливаются мелководные известняки — ракушечники, оолитовые известняки и гипсы, указывающие на периодическое повышение солености бассейна.

Судя по флоре и насекомым Ставрополья, Кавказский остров в прибрежной части изобиловал лагунами (водные жуки). В прибрежной зоне были развиты болота с болотно-озерной растительностью. В глубине острова располагались луга, смешанные редколесья и листопадные леса в прибрежной части с участием субтропических элементов. Отдельные участки были засушливыми, но в общем климат был умеренно влажным со средней годовой температурой по И. В. Палибину +20° [16]. Южный склон Кавказского острова обладал, судя по преимущественному распространению ксерофитной растительности, более засушливым климатом [157]. Теплый и влажный климат господствовал на Средне-Русской равнине, покрытой хвойно-широколиственными лесами с участием вечнозеленых растений.

В конкское время бассейн осолоняется и в нем развивается новая ассоциация моллюсков с широким развитием фолад. Во вторую половину происходит прорыв вод нормальной солености с запада и появление новой нормально-морской фауны моллюсков.

Южно-Русское море сообщалось через Керченский пролив с бассейном Черного моря. Морские воды проникают в проливы Малокавказского архипелага. Новая трансгрессия восстановила связь с океаническими водами на короткое время, особенно в Закаспии. В конце конкского времени соленость морского бассейна вновь понижается, а фауна обедняется. В бассейне накапливались в основном глины, что свидетельствует, вероятно, о малой активности областей сноса. В дельтовых и речных фациях встречаются пресноводные моллюски. Из наземных млекопитающих известны носороги.

В Предкарпатском проливе накапливались пески, мергельные и известковые илы. Рифы населяли литотамниевые водоросли, мшанки, верметусы, прикрепляющиеся моллюски, фораминиферы, кораллы и морские ежи. Прослои бентонитизированного туфа свидетельствуют о вулканической деятельности в соседних Карпатских горах. В ряде мест существовали относительно глубоководные условия (карбонатные илы). Опресненная лагуна, куда с Карпат сносилось горными реками значительное количество песчано-глинистого материала и галька, сохранилась только на отдельных участках.

В Закарпатском море в начале позднего тортона отлагались пески и илы, возобновляется вулканическая деятельность (прослои туфов) одновременно с ускоренными погружениями прогиба, а в конце его происходит регрессия, опреснение и обмеление бассейна. Карпаты в это время представляли собой достаточно высокие горы. Климат был гумидным, прохладным.

К востоку от Туранского моря в среднем миоцене продолжают существовать обширные Кызылкумская и Каракумская низменности, с отдельными возвышенными участками (Букантау и др.), а затем они переходили в возвышенные и горные районы южной части Средней Азии. Возросла площадь горной и предгорной (возвышенной) частей за счет сокращения внутренних и внешних впадин, а строение впадин усложнилось за счет возрастания роли внутренних возвышенностей.

На Памире начались интенсивные поднятия, нараставшие в течение всего неогена. Его высота становится близкой к 3000 м.

На Южно-Таджикской низменности рост хр. Бабатаг приводит к отклонению на юг русла р. палео-Вахш и изоляции бассейна р. палео-Сурхан. Внутренние возвышенные гряды превращают низменность

в холмистую равнину, прорезанную многочисленными и неустойчивыми долинами рек. Рост Вахшского и Джилантайского хребтов привел к обособлению Яхсуйской депрессии. В комплексах миоспор велико участие ксерофитов. По-видимому, возвышенности были покрыты хвойно-широколиственными лесами. Ферганское озеро расширяется и углубляется, абсолютные отметки окружающих хребтов возрастают, увеличивается площадь холмисто-увалистых предгорий и возвышенных плато. В области современного Алайского хребта появляются низкие горы (до 100 м). Возникают новые водотоки — палео-Сох, палео-Исфайрам и др. Они становятся достаточно полноводными (прорезаются Ошское и Чиминское поднятия).

На территории горной Средней Азии у подножия холмисто-увалистых предгорий накапливались грубые пролювиальные отложения, возвышенные равнины покрывались аллювиально-делювиальным чехлом (песчаников, алевролитов, с прослоями гравелита), на низменных равнинах накапливался мелкоземистый аллювий и озерные соленосные осадки. В центральных частях впадин (Ферганское озеро) накапливались алевропелиты с гипсом и реже каменной солью.

Растительность была представлена широколиственными породами и кипарисовыми. К концу этапа сокращается количество субтропических форм, а также папоротников-экзотов, получают развитие северные хвойные, мелколиственные древесные, плауновые и папоротниковые, а также степное разнотравье, характеризовавшие сухие долы возвышенных плато и низменных равнин в междуречье. Это указывает на некоторое усиление контрастности рельефа и нерезко выраженное иссушение климата.

В Восточно-Чуйской впадине накапливались озерные илы с галитом, мирабилитом и гипсом. Площадь озерных бассейнов была велика. Соленакопление в Кочкорском озере шло лишь в начале среднего миоцена. В дальнейшем там осаждались илы, пески, мергели и карбонаты. В пресных водах обитали рыбы, на суше — хилотерии и насекомые.

В Южном Казахстане формировался красноцветный комплекс отложений на равнинах и соленосный зелено-сероцветный в озерных котловинах. Севернее, на Казахской возвышенности, в Тургае, Западно-Сибирской низменности и предгорьях Алтая накопление озерного комплекса сменяется формированием красноцветного (павлодарская свита). Павлодарское время отличается господством аллювиальных равнин в условиях семиаридного климата. В увлажненные климатические оптимумы возникают временные озера с неустойчивыми границами. В засушливые стадии озера, по-видимому, замещались степями, населенными мобильной гиппарионовой фауной. Древесная растительность, имевшая резко подчиненное значение, была приурочена к долинам рек и возвышенным участкам.

В пределах западной части Алтае-Саянского нагорья делювиально-пролювиальные красноцветные образования формировались вблизи выступов палеозойского фундамента. Во внутренних впадинах Алтае-Саянского нагорья (Чуйской, Кутайской, Убсунурской) и на Южно-Чуйском хребте существовали озерные равнины, в которых отлагались мергельные и доломитовые илы и пески. Площадь Убсунурского озера значительно превышала современную, в нем, кроме перечисленных пород, отлагался писчий мел. Озера были населены моллюсками, остракодами, рыбами. По периферии озер существовали торфяные болота, сменявшиеся выше лесостепью и еще выше — хвойно-широколиственными лесами, покрывавшими водораздельные пространства. Климат во внутренних впадинах нагорья был значительно более влажным, чем

в районах развития павлодарской свиты, чем, по-видимому, и объясняется сохранение благоприятных условий для угленакопления.

На севере Западно-Сибирской низменности, Таймырском нагорье, Среднесибирской равнине и Северо-Востоке СССР во второй половине среднего миоцена физико-географическая обстановка мало изменяется.

На территории Прибайкалья и Забайкалья возникают небольшие вулканы, извержения которых продолжались с некоторыми перерывами в течение позднего миоцена и плиоцена. Изливались трахибазальты. Из котловин Прибайкалья вулканизм проявился в Тункинской, в которой лавы переслаиваются с нормальными терригенными отложениями. Климат был умеренно теплым, с повышенной сухостью. Озера, видимо, превышали их современные размеры и были заселены моллюсками, рыбами, остракодами, харовыми и диатомовыми водорослями, а суша заселена анхитериями, носорогами, халикотериями, хищными кошачьими и куньими, а также насекомоядными, грызунами, лягушками, черепахами, птицами.

Для остальной территории Сибири и Северо-Востока СССР характерно некоторое усиление интенсивности поднятий, увеличение расчлененности рельефа. Конфигурация гидрографической сети изменилась незначительно. Незначительно усилился и рост Чукотского, Колымского, Черского и других хребтов. Контуры Буреинской, Хабаровской и других низменностей и впадин почти не изменяются. Продолжается вулканическая деятельность основного состава в Сихотэ-Алиньском нагорье. Воды Анадырского залива проникали на территорию Корякского нагорья. Он переходил в узкую прибрежную равнину, глубоко вдававшуюся в сушу почти до долины современной р. Большой. Южнее, на территории современных заливов Корфа и Олюторского, также существовал обширный залив. На западе он отделялся от залива Западно-Камчатского моря, располагавшегося на месте современного залива Шелихова, полуостровом, вытянутым к югу до широты долины р. Тигиль. В этих заливах отлагались мелководные галечники, пески и илы, сменявшиеся на отдельных участках побережья континентально-морскими, в том числе и угленосными отложениями.

Вулканическая деятельность продолжается и на территории Камчатки, Курил и Командор. Состав малакофауны Западно-Камчатского и Восточно-Камчатского морей указывает на их обмеление. Некоторые из крупных островов Камчатского архипелага погружаются под уровень моря. Эти изменения сопровождались общим потеплением от северо-западной части Тихого океана до Восточной Сибири включительно. На всей этой территории темнохвойно-широколиственные леса с травянистыми ценозами на открытых пространствах сменяются широко- и мелколиственными лесами с участием субтропических растений. Продолжается интенсивное торфонакопление. Изменение климата в сторону потепления было вызвано, видимо, закрытием Берингова пролива и способствовало расселению теплолюбивой фауны далеко на север.

На территории современного Сахалина морской бассейн углубляется в восточной части и на юге. Начало среднего миоцена в южной половине Сахалина ознаменовалось проявлениями вулканической деятельности, землетрясениями, неустойчивой обстановкой осадконакопления. Снос в невельское время преобладал над погружением, вследствие чего к концу его произошло обмеление бассейна и регрессия. Впервые в неогене восточный морской бассейн оказался обособленным от западного. В приподнятые участки суши превратились площади современных

Восточно- и Западно-Сахалинских гор, Сусунайского хребта, Поронайской депрессии и др.

В чеховское время общая регрессия моря продолжалась. Прибрежно-морской, мелководный характер бассейна подтверждается определенным комплексом моллюсков. Интенсивно проявляется основной вулканизм. Формируются мощные толщи туфов, туфобрекчий, покровы андезитов и андезито-базальтов, переслаивающихся с нормально осадочными породами. На отдельных участках накопление вулканогенного материала происходило в субаэральных условиях, на что указывают находки обломков стволов деревьев, пропластков каменного угля, пресноводных моллюсков. Вулканизм проявившийся в чеховское время, видимо, явился предвестником поднятий, сопровождавшихся перестройкой рельефа. Возобновление погружений приводит к накоплению мощных осадков макаровской серии, повсеместно залегающих на подстилающих отложениях с перерывом. В верхнедуйское время почти вся территория региона превращается в низменную равнину, заросшую травянистой и древесной растительностью. Лишь в крайней северо-восточной части Сахалина восстанавливается относительно глубоководный открытый морской бассейн. На равнине накапливались крупнозернистые отложения, которым были подчинены глины и угли. Типичны аллювиально-озерные, аллювиально-болотные условия накопления осадков.

ПОЗДНИЙ МИОЦЕН

Регрессия конца позднего миоцена отмечается как для Понто-Каспийского бассейна, так и для морей Тихоокеанской области. Понто-Каспийский бассейн к концу позднего миоцена сильно опресняется, а комплекс фауны, его населявшей, претерпевает необратимые изменения. В то же время поздний миоцен является эпохой быстрого и широкого заселения остепняющейся вследствие аридизации суши фауной гиппарионового комплекса, широкого распространения диатомовой флоры, бореальных моллюсков; смены угленосных (и озерно-болотных) отложений красноцветными, широкого развития карбонатонакопления (как морского, так и континентального), резкого сокращения галогенеза, возникновения сильно расчлененного высокогорного рельефа (Альпийская область юга СССР и горная Средняя Азия) и широкого распространения грубообломочной молассы, появления горного оледенения. Значительное развитие получает вулканическая деятельность (Карпаты, Малый Кавказ, Прибайкалье, Забайкалье, Камчатка, Курилы, Командоры, Корякское нагорье). Главнейшие из этих процессов привели к существенному изменению атмосферной циркуляции, значительным климатическим изменениям, к смене типов осадочных формаций на значительных территориях (см. приложение 7).

Практически отсутствуют какие-либо данные о физико-географической обстановке позднего миоцена на севере Русской платформы и в области шельфа Ледовитого океана. По-видимому, здесь прогрессировало похолодание с постепенной сменой широколиственной листопадной растительности представителями хвойных.

Основные черты распределения морских бассейнов Европейской части СССР в первую половину позднего миоцена остаются без существенных изменений. Видимо, увеличивается абсолютная высота суши и господствующим типом рельефа становятся холмистые, реже плоские равнины, отметки которых, по-видимому, еще не превышали 200 м, а основным типом ландшафта остаются хвойно-широколиственные леса. Наличие речных долин и широкое распространение аллювиально-про-

лювиальных и аллювиально-дельтовых осадков указывает на значительное развитие гидрографической сети. Достаточно крупные речные долины существовали в Прибалтике, в Молдавии, на юге Украины. В северо-западной части Северо-Русской низменности, видимо, существовали озера. На востоке высокая равнина расширяется. На южном склоне Уфимского плато остается цепочка карстовых озер. В связи с поднятиями Южного Урала, на его западном и восточном склонах формируется гидросеть.

В начале среднего сармата Предкарпатский пролив расширяется к северо-востоку и морской бассейн покрывает обширные территории среднемиоценовой суши, восстановив прямую связь предкарпатской части морского бассейна с Южно-Русским морем. В проливе выделяются как мелководная, так и более глубоководная части шельфа с широким распространением глинисто-песчаных и алевритовых осадков. В середине среднего сармата трансгрессия достигает максимума.

Закарпатский залив Сарматского моря в раннем и среднем сармате расширяется за счет погружения выступа древнего фундамента в районе Ужгорода. Море, по-видимому, было мелководным, в нем накапливались, главным образом, терригенные осадки. В море обитали моллюски, фораминиферы, рыбы и другие организмы. Береговая линия бассейна проходила у Выгорлат-Гутинской гряды, вулканы которой извергали лавы и поставляли пирокластический материал кислого состава. В мелководной части Южно-Русского моря накапливались карбонатные илы (оолитовые, детритовые известняки, ракушняки) и пески, а в Припрутье — более глубоководные водорослевые, диатомовые илы, часто с прослоями вулканических туфов. В прибрежной зоне отлагались осадки с прослоями торфа.

Биономические условия морского бассейна, особенно в середине сарматского века, были благоприятными для развития пышной и разнообразной фауны (моллюски, фораминиферы, остракоды, рыбы, киты, тюлени, дельфины и др.), флоры (диатомовых и харовых водорослей) и рифостроящих организмов (мшанок, нубекулярий, литотамний). Если в раннем сармате прибрежная часть бассейна отличалась некоторым опреснением, то в среднесарматское время соленость прибрежной и внутренней частей бассейна мало чем отличается и достигает 25—27‰. Основная рифовая полоса в раннем сармате унаследовала положение среднемиоценовых толтр. К концу среднего сармата морской бассейн испытывает на западе опреснение.

Для предкавказской части Южно-Русского моря и Закавказского пролива характерно некоторое углубление бассейна в конце раннего и в начале среднего сармата, а в конце среднего сармата довольно быстрое обмеление, завершившееся отчетливой регрессией в начале позднего сармата. Рифовые массивы формировались на Керченском участке и вокруг Ставропольского полуострова. В отшнурованных Севано-Ереванской и Нахичеванской частях бассейна сложно переплетались условия лагун с повышенной соленостью (прослои гипса и каменной соли) и опреснение остальной части бассейна. В Севано-Ереванской части бассейна, в мелководных условиях накапливались пески и оолитовые карбонатные илы, а вдоль низких болотистых берегов — лигнитоносные глины. На периферии бассейна возобновляется вулканическая деятельность эксплозионного типа. На поверхность изливались андезиты, дациты, трахилипариты и выбрасывался пирокластический материал.

На Карпатском, Кавказском, Крымском и на о-вах Малокавказского архипелага состав растительности низменных побережий (с участием лавровых) свидетельствует о субтропическом или близком к не-

му климате. Выше преобладали листопадные леса, сменявшиеся смешанными и хвойными на водоразделах.

В Туранском море значительная часть о-вов Мангышлакского архипелага погружается под уровень моря, а Большой и Малый Балхан, Кубадаг, Копетдаг, Туаркыр и Карабогазский свод продолжают подниматься. Здесь господствовали условия мелкого шельфа, а на больших глубинах накапливались илы. Отлагались известняки-ракушечники, оолитовые известняки, мергели. Особенно широкой трансгрессия была в Прикаспийской низменности. Сарматское море было здесь мелководным (отлагались в основном пески и известняки).

Южно-Русское и Туранское моря были населены богатой конхилиофауной и водной флорой. Несмотря на общее углубление Туранского моря (в начале сарматского века), возрастающее поступление терригенного материала с юга в пределы Каракумской и Кызылкумской частей бассейна приводит к их обмелению и осушению. Морские отложения в восточном направлении замещаются континентальными красноцветными осадками казганчайской свиты в низменных и Юго-Восточных Каракумах, эсенбайской — в Бадхызе и Карабиле и др. К западу и северу от Большого Балхана широкое распространение получают аллювиальные песчано-глинистые и конгломератовые отложения (кюрянынская свита).

Уже во второй половине среднего сармата Южно-Русское море испытывает в ряде районов регрессию, принимающую постепенно — к началу позднего сармата общий характер. Поверхность его сокращается, воды сильно опресняются, а их температурный режим становится непостоянным. Солоноватоводная и сравнительно богатая фауна среднего сармата вымирает, остаются лишь мактры, эльфидиумы и стреблюсы. Продолжается расцвет диатомовых и харовых водорослей и, видимо, морских млекопитающих. Еще в среднем сармате прекращает свое существование Предкарпатский пролив. Береговая линия Южно-Русского моря становится близкой к современным контурам Черного моря. В конце среднего и в позднем сармате разъединяется в районе Сурамского хребта и Закавказский пролив, а обособившиеся Рионский и Куринский заливы начинают активно заполняться грубым обломочным материалом. В позднем сармате накапливаются континентальные толщи конгломератов, а также пестроцветных песков и глин, значение которых еще более возрастает в мэотисе, а в ряде районов продолжается и в плиоцене. В Закаспии море покидает Устюрт, узким заливом кратковременно проникает в Карашорскую впадину, заливы сохраняются южнее и севернее Мангышлака и на Тюбкарагане. В Северном Прикаспии верхнесарматские осадки если и отлагались, то позже были эродированы.

Низменные участки суши, оставленные Сарматским морем, становятся ареной аллювиально-озерного и лагунно-дельтового накопления. Широкая равнина возникает в области Днестровско-Прутского междуречья, где в течение позднего сармата и мэотиса накапливается аллювиально-озерная толща. Областью аллювиально-озерной аккумуляции становятся Каракумская и Кызылкумская низменности. Огромное количество терригенного материала поступало сюда в течение сармата и до начала среднего плиоцена с западных отрогов Тянь-Шаня и Памира. Суша была населена наземными и пресноводными моллюсками и позвоночными гиппарионового комплекса. По данным спорово-пыльцевого анализа и листовой флоры происходит изменение климата в сторону похолодания и аридизации. Это вызывает сокращение районов развития субтропической растительности и общее обеднение флоры.

Для Кавказских гор характерно дальнейшее увеличение роли высотной растительной зональности.

Весьма типичным для позднесарматского времени является значительное возрастание роли терригенных осадков.

В мэотический век осушаются значительные площади, занятые морским бассейном в позднем сармате. Аллювиальные отложения накапливаются в Молдавии и прилежащей части юга Украины, озерно-аллювиальные — в Закавказье — пески, глины, известняки-ракушечники (Севанское озеро) и лигнитоносные породы (Мегринское и Джаджурское озера). Закавказские заливы сократили свои размеры. Все это происходит на фоне небольшой трансгрессии Понто-Каспийского водоема, вновь возобновившего связь со Средиземноморским бассейном. Моллюски мэотического бассейна очень близки к миоценовым средиземноморским видам [119]. В начале второй половины мэотического века связь со Средиземноморским бассейном вновь прекращается и наблюдается регрессия. Хотя во второй половине позднего мэотиса трансгрессия возобновляется, тем не менее происходит обогащение солоноватоводными видами моллюсков, особенно конгериями.

В мэотический век происходит дальнейшее усиление накопления терригенных осадков, в том числе грубообломочных отложений (конгломератов, а на площади Каракумской и Кызылкумской аккумулятивных равнин — песков), что является следствием роста и эрозии Большого и Малого Кавказа, а также Копетдага, Памира и Тянь-Шаня. В пределах наиболее глубоководных частей Черного и Каспийского морей бассейн был, видимо, глубоководным, с сероводородным заражением глубинных вод.

В мэотисе продолжается вулканическая деятельность. Вулканический материал карпатского происхождения присутствует в осадочных отложениях на территории Молдавии, а малокавказского — в Закавказье.

Широколиственно-сосново-степная ассоциация флоры [172] к концу мэотиса изменяется в сторону возрастания роли хвойных и березы, что указывает на похолодание [159]. О том же свидетельствуют состав листовой флоры в Западном Закавказье [157] и спорово-пыльцевые спектры из паннонских отложений Закарпатья [143]. В мэотическом бассейне, кроме моллюсков, обитали диатомовые и харовые водоросли, рыбы, морские млекопитающие.

Начало позднего миоцена на территории Южно-Таджикской низменности и ее горного обрамления характеризовалось усилением поднятий, особенно на востоке (Дарвазский хр.), в которые вовлекаются и периферийные части депрессий. Эти поднятия сопровождались глубоким расчленением растущих гор. Количество грубообломочного материала, выносимого реками на равнину, настолько возрастает, что в Придарвазье происходит резкое смещение на запад границ фациальных поясов. Возрастание роли грубообломочных отложений отмечается и в Южно-Гиссарском и Гиндукушском горных массивах. Внутри Южно-Таджикской холмистой наклонной равнины продолжается рост внутренних поднятий.

В обрамлении Ферганской депрессии разрастаются горная и предгорная ее части и сокращается низменная часть впадины также и за счет роста внутренних поднятий. В конце позднемассагетского времени происходит дальнейшее сокращение и обеднение видового состава широколиственных пород; резко сокращается также распространение субтропических и тропических форм и южных хвойных. Преобладают се-

верные хвойные в горных районах и степные растительные формы сухих холмов и равнин. Продолжается дальнейшая аридизация климата.

Кочкорское озеро превращается в аллювиальную равнину, а затем вновь появляется озеро с неустойчивым режимом. Озеро изобиловало рыбами, а суша — насекомыми [15].

Рост поднятий наблюдается в других районах Восточного Тянь-Шаня. В Иссыккульской впадине область прогибания смещается в сторону растущего хр. Терскей-Алатау. Большой интенсивностью поднятий отличается массив Хан-Тенгри. В узких впадинах Центрального Тянь-Шаня накапливаются мощные грубообломочные толщи; аналогичный процесс происходит во внешней периферии Северного Тянь-Шаня.

Более стабильными были условия в равнинной части Восточного и Южного Казахстана. Здесь продолжает существовать расширившееся Баканасское озеро. Оно было населено фауной, из которой известна ассоциация остракод. Возникает озеро и в низовьях современной р. Лепсы. В конце миоцена оно объединяется с озерами Восточно-Балхашско-Алакульской котловины в единый водоем. В центральной части озер накапливались илы, переслаивающиеся с песками и алевритами, а ближе к берегам — пески, алевриты, гравий и галечники.

В Илийской, Кегенской, Текесской впадинах у северного подножия современного хр. Кунгей-Алатау с резко выраженным размывом на более древние отложения налегают осадки санташской свиты. Однако общая площадь озер, занимавших впадины, испытывает значительное сокращение. В озерах осаждались глины, разнозернистые полимиктовые пески, алевролиты, реже известняки, гравелиты, мелкие галечники. Обитали в озерах моллюски и остракоды.

Суша Восточного и Южного Казахстана, а также внутригорных впадин и предгорных равнин Средней Азии была заселена гиппарионами, мастодонтами, носорогами, саблезубыми тиграми, иктитериями, оленями, черепахами и др. Развитие получают травянистые растения, заселявшие степи.

На территории Центрального и Западного Казахстана, Тургайской и Западно-Сибирской равнин и вплоть до северо-западных склонов Алтае-Саянского нагорья физико-географическая обстановка остается прежней, судя по осадкам павлодарской свиты.

В Зайсанской котловине сохраняются условия озерно-аллювиальной равнины. Накапливаются буро-красные карбонатные глины с прослоями разнозернистых полимиктовых песков с гравийно-галечным материалом и песчаников с карбонатным цементом.

В котловинах Алтае-Саянского нагорья господствовал ландшафт плоских озерно-аллювиальных равнин, видимо, в значительной степени заболоченных. Котловины переходили в пологие предгорья, а последние — в слабо расчлененные широкие водоразделы, целиком покрытые хвойно-широколиственными лесами. В более южных районах — в Туве — наблюдается некоторое оживление поднятий, сопровождавшихся усилением эрозионной деятельности рек. К концу позднего миоцена озерные отложения становятся более глубоководными (глины, доломиты, алевриты). Судя по бурой окраске осадков, климат стал суше.

Продолжается поднятие Среднесибирского плоскогорья и дальнейшее врезание речных долин. Усть-Алданская низменная аллювиально-озерная заболоченная равнина сохраняет свои размеры. На Лено-Вилюйском водоразделе формировалась кора выветривания, а впоследст-

вии — песчано-гравийные и галечные отложения, сохранившиеся на террасовидных врезах долин Ангары и Подкаменной Тунгуски.

Обстановка плавных замедленных поднятий остается господствующей на территории Севера Сибири и Северо-Востока СССР. Локально возникали блоки горного рельефа и приразломных впадин, располагавшихся вдоль долин рек и выполнявшихся грубообломочными отложениями. Янская и Колымская низменности оставались слабо холмистыми равнинами с широким развитием озер и болот, количество которых в позднем миоцене сокращается. Останцовые возвышенности существовали в районе мыса Святого Носа и на Новосибирских островах. Климат Среднесибирского плоскогорья, Усть-Алданской впадины, Севера Сибири и Северо-Востока был гумидным, умеренно теплым. Основные типы ландшафта были — лесной березово-хвойно-широколиственный и сильно заболоченных, увлажненных лесистых равнин.

Поднятия продолжались в Прибайкалье и Забайкалье. У бортов впадин накапливались грубообломочные отложения. Развитие получают коры выветривания.

В наиболее крупных впадинах сохраняются озера, в которых обитали моллюски, рыбы, остракоды, водоросли. Развитие открытых лесостепных и степных пространств привело к заселению Прибайкалья и Забайкалья гиппарионами, мастодонтами, гиенами. Из крупных рек следует отметить палео-Селенгу, выработавшую широкую долину. Значительная часть территории, по-видимому, остается покрытой лиственно-темнохвойными лесами. Климат был близким к семиаридному, во всяком случае на части территории. Отметки нагорий, вероятно, не превышали 1000 м, при общем размахе рельефа порядка 500 м.

В области поднятий Приамурья темп восходящих движений возрастает. Одновременно продолжалось прогибание Амуро-Зейской, Средне-Амурской и других впадин, причем площади впадин, представлявших собой обширные аллювиальные равнины, значительно увеличились. Равнины были покрыты пышной древесной растительностью и заболочены. Соотношения русловых, пойменных и старичных фаций указывают на существование в Амуро-Зейской депрессии крупных равнинных рек. Изменение физико-географической обстановки повлекло за собой смену угленосных отложений грубообломочными. Песчано-глинистые отложения становятся основным типом осадков впадин Приамурья. Главное направление стока рек было юго-западным.

Сихотэ-Алиньское нагорье характеризуется довольно расчлененным рельефом. В большинстве впадин в течение позднего миоцена — среднего плиоцена осадки, видимо, не накапливались [158]. Активизируется вулканическая деятельность. В районах развития устьсуйфунской свиты, залегающей на подстилающих отложениях с размывом, накапливались туфы кислого состава, туфопесчаники, туфодиатомиты и песчано-глинистые отложения, большей частью озерные [158]. Сихотэ-Алинь был покрыт хвойно-широколиственными лесами (сосна, ель, пихта, тсуга, ореховые) [8]. Это свидетельствует о похолодании, что совпадает с выводами Г. М. Власова [37] о похолодании в позднем миоцене на территории Дальнего Востока, развивавшемся синхронно с трансгрессией морских бассейнов.

В области Корякского нагорья увеличивается количество обломочного материала, доставляемого реками в глубоко вдающиеся в сушу морские заливы. Активизируется субаэральный вулканизм. В Олюторском заливе в начале позднего миоцена морской бассейн регрессирует. Через незначительный промежуток времени море вновь покрывает эту территорию, но уже не полностью. Такая обстановкая была благоприят-

ной для накопления угленосных континентальных и прибрежно-лагунных отложений. Во время трансгрессий накапливались терригенные отложения, а заливы заселяли моллюски. К концу миоцена Олюторский залив превращается в аллювиально-озерную равнину. Общая тенденция к смене морского режима континентальным проявляется и в других частях Корякского нагорья. На северо-западе нагорья продолжаются излияния лав среднего и основного состава, сопровождавшиеся выбросами пирокластического материала. Общие контуры хребтов Корякского нагорья окончательно сформировались к концу миоцена. Хвойно-широколиственная растительность свидетельствует о достаточно теплом и влажном климатическом режиме.

На Камчатке начало позднего миоцена совпадает с новой широкой трансгрессией. Резкое усиление и расширение районов вулканической деятельности приводит к возникновению постоянно изменяющих свои очертания островов, располагавшихся вдоль современного Срединного хребта в центральной и восточной частях Камчатки. В Западно-Камчатском море в ильинское время накапливались пески и галечники, переслаивающиеся с прослоями туффитов, туфов и лав, количество которых возрастает в направлении к вулканической гряде. В Восточно-Камчатском море вблизи вулканической гряды формировались толщи пород, аналогичные Западно-Камчатским. Однако в центральной части бассейна, дальше от вулканов, отлагались терригенные осадки, с прослоями туфогенных песчаников, алевритов, туфов и известняков-ракушечников. Острова Камчатского архипелага были покрыты хвойно-широколиственными лесами. Морской бассейн населяли диатомовые водоросли, моллюски, фораминиферы, рыбы, губки, мшанки, кораллы и т. д. Активной областью вулканизма были Курильские острова. Изливались базальты, андезито-базальты, андезиты. Пирокластический материал был представлен туфобрекчиями и туфами, а осадочные породы — туфоконгломератами, конгломератами, туфогенными песчаниками, туфодиатомитами, туффитами. В более глубоких участках бассейна накапливались диатомиты. В позднемиоценовом бассейне у Курил появляются бореальные виды диатомовых и моллюсков, что свидетельствует о связи Тихого и Ледовитого океанов через Берингов пролив.

На Сахалине в начале позднего миоцена (сертунайское время) море также трансгрессирует и устанавливается режим мелководного бассейна нормальной солености. Присутствие теплолюбивых моллюсков в морском бассейне указывает на наличие теплых течений. На северо-востоке бассейна обитали более холоднолюбивые моллюски. Почти весь Южный Сахалин остается низменной сушей с отдельными возвышенностями на месте современных Западно-Сахалинских гор. Во вторую половину позднего миоцена (окобыкайское время) отчетливо проявляется дифференциация территории Сахалина на участки поднятий и погружений. Погружаются под уровень моря старые и появляются новые острова. Морской бассейн расширяется и углубляется. Относительно более глубоководные участки (более 60 м) бассейна располагались в юго-западной части острова и на Тонино-Анивском полуострове. Морской бассейн в окобыкайское время был в основном бореальным, а на севере — арктически (?)-бореальным. Помимо моллюсков в нем обитали диатомовые и другие морские организмы. На Командорах верхнемиоценовые отложения пока не установлены. Предполагается, что этот регион в позднем миоцене испытал поднятия и превратился в пределах площади современных островов в сушу. Максимум похолодания следует относить, видимо, ко второй половине позднего миоцена (окобыкайское время) синхронного с мэотическим похолоданием Понто-Каспийской области.

РАННИЙ ПЛИОЦЕН

В раннем плиоцене на большей части территории СССР палеогеографические условия сохраняются в основном без изменений. Общее относительное ослабление тектонических движений и аридизация климата привели к замедлению темпов осадконакопления, расширению степей, широкому развитию элювиально-делювиальных образований, усилению значения эолового переноса, дальнейшей эволюции гиппарионовой фауны, выразившейся в отмирании части фауны достаточно влажных саванн (жирафы и др.) и появлении и развитии типичных обитателей сухих степей и полупустынь (грызунов и др.). Арктический морской бассейн трансгрессирует и занимает положение более близкое к современной береговой линии. В результате этих изменений Земля Франца-Иосифа становится островом, а Новая Земля — полуостровом. К югу от берега простирались Печорская и Беломорская низменности. Еще южнее располагалась Средне-Русская равнина, смыкавшаяся на северо-западе с Балтийской возвышенностью, а на востоке — с Приуральской возвышенностью и Уральскими горами. К западу Средне-Русская равнина переходила в Литовскую аллювиальную низменность, а на юго-западе в узкую Приднепровскую низменность, отделявшую Средне-Русскую возвышенную равнину от возвышенности Украинского кристаллического массива и Волынской. На юге Средне-Русская равнина ограничивалась береговой линией Южно-Русского моря, а на востоке сменялась Прикаспийской низменностью (см. приложение 8).

Водораздел речных систем Арктического океана и Понто-Каспийского бассейна, по-видимому, был смещен к югу относительно современного. В центре Средне-Русской равнины на месте миоценовой, более узкой долины, возникает широкая аллювиальная равнина Ергеньреки. Ее возникновение так же, как и расположенных восточнее долин палео-Волги, палео-Белой и палео-Урала, относится ко второй половине раннего плиоцена, когда уровень вод Понтического моря начинает падать. Приднепровская равнина лишь в западной части была занята маловодным палео-Днепром. Значительно полноводней были реки в Приднестровье, область питания которых располагалась в Карпатских горах и на Волынской возвышенности.

На севере Средне-Русской равнины простирались хвойно-широколиственные леса, у водоразделов замещавшиеся лесостепями. На юге равнины господствовали степи.

Поднятия в Карпатских горах, вероятно, замедляются. С юго-запада к ним примыкало Паннонское озеро. В начале плиоцена продолжается похолодание, начавшееся еще в конце миоцена [143, 173]. Похолодание и усиление континентальности климата, по-видимому, привело к расширению степных пространств. Их формирование сопровождалось накоплением аллювиально-эоловой толщи пестрых континентальных глин.

Солоноватоводный Понто-Каспийский бассейн в начале понтического века испытывает трансгрессию. Вследствие сильного опреснения в конце мэотического века, в понтическом море расселяется солоноватоводная фауна, сформировавшаяся в Эгейском и Паннонском бассейнах еще в конце миоцена. В понтическом бассейне накапливались известняки-ракушечники, оолитовые известняки, мергели и в большем количестве — песчано-глинистые осадки; глинистые (более глубоководные) илы были распространены в основном в Прикубанской части Южно-Русского моря, в Рионском заливе и на юге Каспийской части бассейна. Накопление грубообломочных континентальных отложений про-

должалось в западной части Куринской (ширакская толща) и по периферии Рионской депрессии.

Темп поднятий Кавказских гор несколько снижается, судя по смене более холоднолюбивой флоры мэотического века на теплолюбивую понтическую с широким развитием субтропических лесов [157]. На Малокавказском нагорье началось формирование крупных речных долин.

В середине понтического века морской бассейн достигает своих максимальных размеров, а в конце новороссийского времени каспийская и эвксинская части бассейна разъединяются и испытывают еще большее опреснение, что сказалось на развитии фауны моллюсков.

На юге Русской равнины площади, занятые степями, еще более расширяются (лебедовые, злаки, сложноцветные). Леса (сосна, вяз, береза, ольха) здесь произрастали вдоль долин. В средней зоне преобладали сосновые боры с участием лиственных пород (ореховых, каштана, ликвидамбара, бука). На севере Средне-Русской возвышенности преобладали сосново-еловые леса с примесью тсуги, пихты и др.

Кавказ и Крымский остров принадлежали к субтропической зоне. Суша была заселена гиппарионовой фауной. В озерах и реках обитали моллюски. Климат Средне-Русской возвышенности в начале плиоцена был прохладным, а затем потеплел. На Малокавказском нагорье проявилась вулканическая деятельность, продукты которой (андезиты, базальты и их пирокласты) покрывали центральную часть Малого Кавказа.

В юго-восточной части Туранской низменности накапливались песчано-алевритовые и песчаные аллювиальные толщи. На юге низменность ограничивалась Копетдагом, вблизи которого накапливались пролювиально-аллювиальные отложения. Шлейфом грубообломочных отложений были окружены Большой и Малый Балхан.

В Таджикской депрессии усиливается рост обрамляющих впадину гор. В пределах равнины возникают самостоятельные хребты. Северная и восточная окраины депрессии превращаются в низкогорье. В придарвазской части впадины накапливается мощная толща окатанных грубообломочных отложений, указывающих на длительную транспортировку. Грубообломочные толщи формировались также у подножий быстро поднимавшегося Гиссарского хребта. Эти преобразования сопровождались перестройкой гидросети с приближением ее к современному плану.

В начале плиоцена в Западном Тянь-Шане интенсивно росли Туркестано-Алайский, Ферганский, Чаткало-Кураминский хребты. Вблизи расширяющихся гор накапливались конгломераты, гравелиты с линзами песков и алевритов, а на плато и увалах отлагались пролювиально-аллювиальные гравийно-песчаные осадки; на низменной равнине отлагался аллювий и озерные известняки и мергели. С середины раннего плиоцена Ферганская впадина становится долиной реки палео-Сырдарьи. В начале плиоцена здесь росли хвойные северного типа, береза, травы (ксерофиты). К концу раннего плиоцена, судя по появлению сумаха, падуба, тутовых в сочетании с лиственными породами, произошло потепление.

В Северном Тянь-Шане продолжались поднятия горного обрамления и разрастание впадин, заполнявшихся галечниками, песками и глинами. Возникает оз. Иссык-Куль. В восточной части Центрального Тянь-Шаня продолжаются поднятия. В долинах рек накапливаются грубообломочные аллювиально-пролювиальные отложения. В Верхне-Нарынской впадине возникает озеро, где отлагались пески и глины. У озера произрастала древесная и кустарниковая растительность. Климат Северного и Центрального Тянь-Шаня отличался умеренностью и

аридностью, но в Иссыккульской впадине остается влажным и теплым. По берегам озер и рек обитали гиппарионы, мастодонты, носороги, газели, гиены, свиньи, жирафы, птицы, а водоемы были заселены моллюсками, рыбами и личинками насекомых (стрекоз и др.).

На территории Южного и части Восточного Казахстана расширилось Баканасское озеро, соединявшееся с озерами Восточно-Балхашско-Алакульской котловины. Озерно-аллювиальная равнина существовала в Илийской впадине. За пределами озер господствовали мезофильные степи с редкими рощами смешанных пород. Зайсанское озеро прекращает свое существование и впадина превращается в аллювиальную равнину.

На севере Западно-Сибирской низменности возникают отдельные поднятия. Из крупных рек на востоке низменности существовал только палео-Енисей.

К концу раннего плиоцена, возможно, относится перестройка гидросети Среднесибирского плоскогорья. Его поднятие сопровождалось выносом грубообломочного материала в Вилюйскую впадину. Озера и болота Северного Прибайкалья сократились. В долинах рек и по краям котловин увеличивается количество аллювия с марганцево-железистыми стяжениями. Прибайкалье и Забайкалье были покрыты хвойно-широколиственными лесами. Климат становится более сухим, но остается гумидным на севере и близким к семиаридному на юге. Возникают низкие хребты, разделенные узкими впадинами.

На Северо-Востоке СССР общий процесс выравнивания продолжается в условиях плавных поднятий. Янская и Колымская аллювиальные низменности плавно погружаются. Среди них возвышались останцовые горы. Известные отложения этого времени залегают с размывом на омолойской свите и представлены красноцветными галечниками с линзами растительного детрита. Низменность и горы были покрыты хвойно-широколиственными лесами с преобладанием сосны. Незначительная мощность и хорошая окатанность обломочного материала в предгорьях свидетельствуют, по-видимому, о незначительной высоте и слабой расчлененности гор. Умеренно теплый климат был суше на западе (Янская низменность), чем на остальной территории (угленосные отложения).

Горное обрамление Приамурья испытывает дальнейшие поднятия и расчленение. Синхронно погружаются впадины. Нижнеплиоценовые толщи залегают на более древних с размывом с базальными валунно-галечниковыми горизонтами в основании. Во вторую половину раннего плиоцена интенсивность поднятий, судя по накоплению тонкозернистых осадков, снижается. По-видимому, в раннем плиоцене оформляются Ям-Алинь, Дусе-Алинь, Сихотэ-Алинь и другие хребты. Вероятно, в самом конце раннего плиоцена в Приамурье произошло некоторое выравнивание рельефа. Преобладали хвойно-широколиственные и широколиственные леса. В аллювиально-озерных впадинах Приморья накапливаются валунники, галечники, пески, диатомиты, туффиты, глины (суйфунское время). Контуры впадин изменяются незначительно. Климат Приамурья и Приморья становился теплым и влажным. По-видимому, возобновляется вулканическая деятельность. На территории Корякского нагорья продолжаются поднятия горных хребтов. На прибрежных равнинах формировались континентальные и лагунно-континентальные галечники, пески, глины с прослоями углей значительной мощности.

В северо-восточной части Олюторской низменности и Камчатского перешейка продолжались излияния кислых и средних эффузивов и выбросы пирокластического материала.

Камчатское море, населенное теплолюбивой фауной моллюсков, расширилось и углубилось. Западная часть моря, по-прежнему, отделялась от восточной цепью островов с действующими вулканами. Изливались эффузивы среднего и кислого состава. Грубообломочные прибрежно-морские отложения накапливались у вулканической островной гряды. Остатки флоры — листопадные с примесью вечнозеленых растений) свидетельствуют о теплом и влажном климате с потеплением к концу века. В морском бассейне обитали моллюски, фораминиферы, рыбы, радиолярии и диатомовые.

Регрессия и поднятия в раннем плиоцене завершились превращением значительной части современного Сахалина в сушу. В северной его части береговая линия смещается к востоку, а к южной — к юго-востоку и юго-западу. На северо-востоке и на п-ове Шмидта возникают опресненные полузамкнутые лагуны и заливы, в которых обитали моллюски и фораминиферы. По-видимому, в начале плиоцена бассейн был холодноводным, арктически бореальным. В конце раннего плиоцена на западе Сахалина, возможно, проявился вулканизм (лиманская свита).

Вулканическая деятельность продолжалась на Курилах и Командорах. Здесь накапливались также вулканогенно-осадочные толщи с туффитами, туфодиатомитами и диатомитами. Климат на островах Камчатки, Курил и Командор был в начале плиоцена относительно прохладным, а морские воды — относительно холодными. Однако к началу среднего плиоцена климат становится теплым и влажным, близким к субтропическому. Связь с Арктическим бассейном, вероятно, затрудняется и прекращается. Хвойно-широколиственные леса начала раннего плиоцена сменились широколиственными к его концу.

СРЕДНИЙ ПЛИОЦЕН

В среднем плиоцене усиливается климатическая контрастность, значительно расширяются области денудации. Происходит сокращение внутригорных и предгорных впадин, сопровождающееся перестройкой и формированием новой гидросети. К началу среднего плиоцена разрастание Арктического бассейна прекращается, что связано с поднятием материка, которое вызвало резкое переуглубление долин северных рек более чем на 200—300 м (см. приложение 9).

Северная и центральная части Средне-Русской равнины представляли собой холмистую, постепенно понижавшуюся к северу лесистую равнину, расчлененную довольно глубокими долинами рек. Прибрежная часть в связи с похолоданием во вторую половину среднего плиоцена к концу его становится лесотундрой, в дальнейшем непрерывно наступающей к югу. Южнее, по-видимому, преобладали хвойные леса, к югу сменявшиеся хвойно-широколиственными. Похолодание вызвало дальнейшее смещение климатических и растительных зон. Широкое развитие получают темнохвойные леса. К югу от водораздела Средне-Русская равнина делилась на две части: западную, довольно плоскую со слабо врезанными речными долинами и наклоном в сторону Приднепровской низменности, и восточную — значительно более всхолмленную равнину с глубоко врезанными долинами, благодаря снижению уровня Каспия. На востоке Средне-Русской равнины и в Предуралье заложились мощные речные системы палео-Волги и палео-Урала. Переуглубленные кривоборские долины впадали в долину палео-Волги в северной части современного Каспийского моря.

В области Приуральского плато у подножий Уральского хребта также происходит новое глубокое врезание гидросети. В системе долин палео-Белой и палео-Сакмары накапливаются аллювиальные галеч-

ники, пески, глины, позже лиманные угленосные отложения, из которых известны остатки теплолюбивой флоры.

Волынская возвышенность разрастается, сливаясь на северо-западе с возвышенностью Украинского щита, а на западе с Карпатскими горами. Степная и лесостепная зоны протягивались к востоку через южный склон Средне-Русской равнины. Полоса степей к востоку сильно расширилась и за долиной палео-Урала сливалась с сухими степями и полупустынями Приаралья и Устюрта.

Северо-восточный склон воздымавшихся Карпат, покрытых хвойно-широколиственными лесами, расчленялся эрозионными долинами палео-Прута, палео-Днестра и палео-Сирета. Более пологий юго-западный склон постепенно спускался к озерно-аллювиальной Паннонской равнине. В озерах обитали моллюски, остракоды, рыбы, водные растения. Климат на равнине был теплым и влажным.

Поднятия альпид юга СССР резко усилились. В начале среднего плиоцена образовалось Балаханское озеро, обособившееся в пределах быстро погружавшейся Южно-Каспийской впадины. Резкое снижение его уровня в конце понтического века сопровождалось, по-видимому, его осолонением (гипсы, примесь ангидрита), что привело к вымиранию понтической фауны. С началом среднего плиоцена начинается обратный процесс повышения уровня водоема и его опреснения. В краевых частях и дельтах развивается исключительно пресноводная фауна моллюсков и остракод.

В начале среднего плиоцена Киммерийское озеро расширяется, но нигде не достигает границ Понтического моря. Несмотря на некоторое опреснение, в озере развивается фауна понтического типа. Климат окружающей Киммерийское море суши был субтропическим [157], что подтверждается распространением красноцветных кор выветривания латеритного типа [117]. Более сухой, но теплый климат, оптимальный для развития красноземов, господствовал на суше к северо-востоку от озера. В эрозионных ложбинах на Крымском полуострове накапливаются пролювиальные отложения «массандровской» свиты — продукт действия временных потоков [117]. В заливах Киммерийского озера накапливались глины, алевриты, реже пески, а вдоль кавказской суши — и конгломераты. На берегах Рионского залива росли влажные лавровые леса. Сохранилась и высотная зональность растительности. Склоны Кавказа были покрыты хвойно-широколиственными лесами, сменявшимися книзу листопадными.

На Малом Кавказе в обстановке общего поднятия горных хребтов и сокращения площади внутригорных впадин происходит врезание речных долин и продолжается вулканическая деятельность.

Поднятия продолжаются и в Копетдаге, сопровождаясь его дальнейшим расчленением. Центральную часть Предкопетдагской равнины занимала палео-Амударья. С севера она принимала крупный приток, берущий начало в пределах Тургайской денудационной равнины. В результате поднятий территории Закаспия формируются в очертаниях близких к современным плато Устюрт и глубокие эрозионные котловины (Сарыкамыш, Карашор). Возникает окруженный низменными равнинами Горный Мангышлак. Эрозионному расчленению подвергается Заунгузское плато, Южное и Восточное Приаралье.

Интенсивная эрозия внутренних хребтов происходила в современной Каршинской степи. Хребты Памира, Гиссаро-Алая, Южного Тянь-Шаня становятся средне- и высокогорными.

В Ферганской депрессии вновь появляются субтропические ксерофиты (сумах, падуб, тутовник), кипарисовые и широколиственные породы. Значительное распространение субтропической растительности,

почти исчезнувшей в раннем плиоцене, было связано с общим потеплением климата. Во вторую половину среднего плиоцена в горном обрамлении Ферганской аллювиальной равнины происходят наиболее сильные поднятия за всю неогеновую историю. Возрастает количество пролювиально-аллювиального обломочного материала. Наряду с развитием бореальных сережкоцветных сокращаются площади, занимаемые северными хвойными. По-прежнему сохраняются кипарисовые и широколиственные, широко развиты кустарники и травы, при преобладании трав-ксерофитов. В конце среднего плиоцена отмечается ослабление тектонической активности в горном обрамлении впадины и осаждение более мелкоземистых пород.

В Северном и Центральном Тянь-Шане во вторую половину среднеплиоценового времени резко активизируются поднятия. Почти во всех впадинах возникают озера, в которых происходит накопление обломочных осадков, а по краям впадин формируется грубообломочный пролювий. К концу среднего плиоцена климат становится более сухим и холодным — умеренно теплым.

Палео-Сырдарья и палео-Таласс впадали в озеро в Восточных Кызылкумах. Озера сохраняются на плавно поднимавшейся равнине к северу от Тянь-Шаньских гор (Баканасское, Алакольское и др.). По их краям накапливались грубообломочные, а в центральной части — тонкообломочные отложения. Уменьшение площади озер произошло во вторую половину среднего плиоцена. Зона пролювия смещается ближе к их центрам. Поднятие территории сопровождалось формированием денудационных равнин. Степи и полупустыни с травянистой растительностью чередовались с широкими аллювиальными равнинами с лесами и кустарниками по долинам рек. Климат был семиаридным, умеренно теплым. В озерах и реках жили моллюски и остракоды. Горы были покрыты хвойными лесами.

На Казахской возвышенности оживились поднятия. На севере Западно-Сибирской низменности произошло общее поднятие и переуглубление долин палео-Оби и палео-Иртыша, которые впервые получают сток в Арктический бассейн.

В Алтае-Саянском нагорье поднятия несколько разрастаются, углубляются долины рек, а во впадинах существовали озера. Равнины Казахстана, Сибири, впадины Средней Азии, Алтае-Саянского нагорья были населены мастодонтами, гиппарионами, страусами, грызунами и др.

К концу среднего плиоцена Север Сибири оказывается втянутым в крупные опускания, усилившиеся в позднем плиоцене. На территории Прибайкалья, Забайкалья и Станового нагорья лишь во вторую половину среднего плиоцена произошли сводово-глыбовые поднятия, сопровождавшиеся сокращением площади впадин, врезанием и перестройкой гидросети. Климат был семиаридный. Во впадинах Приамурья продолжает накапливаться тот же комплекс отложений. По-видимому, в конце среднего плиоцена начинают заполняться грубообломочными отложениями, выработанные в течение среднего плиоцена, эрозионные врезы на восточном и западном склонах Сихотэ-Алиньского нагорья. Растительные комплексы в среднем плиоцене мало изменяются. Климат был умеренно теплым, а в Приморье и влажным.

В Тихоокеанской области происходит значительная регрессия. На ее фоне отдельные участки испытывают погружение и к концу среднего плиоцена покрываются морем, которое становится все более глубоким. Море часто оставляло значительные участки суши и на заболоченных равнинах и лагунах формировались угленосные осадки. В Западно-Камчатском и Восточно-Камчатском морях накапливаются песчано-

глинистые мелководные, а во второй половине среднего плиоцена — несколько более глубоководные осадки.

Вулканическая деятельность усиливается в Центральной Камчатке, Курильском архипелаге и на Командорах. Изливались базальты и андезиты, а на Камчатке — кислые лавы. Вдоль вулканической гряды формировались толщи вулканогенно-осадочных пород.

Физико-географические условия на Корякском нагорье изменяются незначительно по сравнению с ранним плиоценом.

ПОЗДНИЙ ПЛИОЦЕН

В позднеплиоценовое время тектонические движения стали более интенсивнее, особенно восходящие, усилилась их контрастность (с вовлечением новых обширных территорий в опускания), произошло увлажнение и похолодание климата, которые способствовали появлению и расселению новой фауны наземных позвоночных, моллюсков левантинского типа, резкому изменению состава растительности и т. п. Все эти изменения наиболее полно выразились во второй половине позднего плиоцена, а в первой половине — в некотором нарастании опусканий.

В начале позднего плиоцена Арктический бассейн трансгрессирует в пределы Печорской и Прибеломорской низменностей. Образовавшийся холодноводный морской бассейн имел извилистую береговую линию; возвышенности превратились в острова или цепочки островов, а долины крупных рек в заливы и лиманы. Глубина моря, судя по составу фауны моллюсков и фораминифер, была невелика, а приток пресных вод способствовал опреснению бассейна. Возможно, что максимумы трансгрессии Арктического и Акчагыльского морей были синхронными (см. приложение 10).

Центральная часть Средне-Русской холмистой равнины была прорезана долинами рек. Часть рек впадала в заливы Арктического океана. Значительно большее количество водотоков направлялось в бассейны Эвксина и Каспия. Морские воды проникали в пределы современной акватории Балтийского моря, в которую впадали реки западной части Средне-Русской равнины. В северной ее части начинает формироваться система пресных озер Ладожского, Онежского и др.

Побережье Арктического бассейна представляло собой лесотундру, к югу сменявшуюся темнохвойной тайгой. В период трансгрессии и похолодания граница зон сместилась к югу, а после максимальной фазы акчагыльской трансгрессии отступила к северу. Смещалась и граница лесостепной и степной зон.

На юге Средне-Русской равнины заполняются осадками переуглубленные речные долины, частично перестраивается речная сеть. Система палео-Днепра несколько изменила свои очертания. Речные долины устанавливаются по аномальному сокращению толщи пестрых глин.

Волынская возвышенность и северо-восточный склон Карпат покрываются неглубоко врезанной гидросетью. В Закарпатье активизируется вулканическая деятельность Выгорлат-Гутинской гряды, накапливаются андезито-базальтовые, дацитовые и липаритовые лавы и пирокластический материал. К юго-западу от этого хребта располагалась широкая аллювиально-озерная равнина. Вулканогенные породы постепенно замещались песчано-глинистыми угленосными отложениями с прослоями туфов. В пресных водах обитали моллюски, остракоды, рыбы, харовые и диатомовые водоросли.

Медленные поднятия Днестровско-Прутской равнины сопровождались врезанием долин палео-Прута и палео-Днестра. Отложения вы-

соких террас этих рек представлены косослойчатыми песками с линзами гравия. В реках обитали моллюски. Получили распространение степи с островными и галерейными лесами по долинам рек. Климат был теплым и умеренно влажным. К югу низменная аккумулятивно-денудационная равнина продолжалась, вероятно, вплоть до верхней границы материкового склона глубоководной впадины Черного моря, а на востоке упиралась в Крымские горы.

С начала акчагыльского века Балаханское озеро быстро расширяется и в период максимального развития акчагыльской трансгрессии морские воды далеко ингрессируют в глубокие и расширившиеся долины палео-Волги, палео-Камы, палео-Амударьи, палео-Куры и другие и заполняют понижения Приаралья и Кызылкумов. Крупными заливами они вторгаются в Куринскую и Терскую впадины и проникают через Маныч в Азовский бассейн. На Кавказе колхидские конгломераты, вероятно, отвечают началу развития покровного оледенения, следы которого устанавливаются для Приэльбрусского района, начиная с акчагыла [112]. Интенсивный вулканизм с извержениями лав среднего и кислого состава и пирокластического материала характерен для Эльбрусского и Казбекского районов. В Терском заливе Акчагыльского моря накапливается мощная толща песчано-глинистых отложений, а в глубоководной части — в основном глинистых.

В интенсивные погружения в акчагыльский век вовлекается и Прикаспийская впадина. К середине акчагыльского века солоноватоводный водоем достигает Самарской Луки. В конце среднеакчагыльского времени трансгрессия достигает максимума и к северу от Самарской Луки накопление песчано-глинистых пресноводных осадков сменяется формированием лагунно-морских и лиманных отложений. Солоноватоводная фауна мигрирует по рекам и достигает Приуралья. В позднем акчагыле уровень морского бассейна снижается и бассейн сохраняется лишь к югу от Самарской Луки. К северу от нее вновь возобновляется накопление толщи озерно-аллювиальных пресноводных отложений. По-видимому, в конце среднего акчагыла воды Акчагыльского моря достигали Южного Приаралья и к востоку от нее, подтопляя речные системы палео-Сырдарьи и палео-Зеравшана, а в позднем акчагыле отступали, и на оставленной морем территории возобновлялось накопление пресноводных аллювиально-озерных отложений.

Причины акчагыльской трансгрессии и особенно происхождение акчагыльской фауны все еще остаются не вполне ясными. Масштабы трансгрессии оказываются еще большими, чем ранее предполагалось. Все более вероятной становится связь Акчагыльского бассейна с северными морями через Печорскую и быть может Мезенскую впадины. Однако это не решает проблемы происхождения акчагыльской фауны, напоминающей мэотическую и особенно сарматскую. Таманского района Акчагыльское море достигло лишь в середине века, когда его фауна уже находилась в расцвете. Все это поневоле возвращает нас к гипотезе азилей, т. е. убежищ, где фауна сарматского типа могла бы пережить неблагоприятные для нее условия начала плиоцена. Однако последним азилем остается лишь крайняя южная часть Каспийского моря, возможно, отделенная от остального Понто-Каспийского бассейна широтным барьером, ныне фиксируемом в рельефе дна и, по данным сейсмики, цепочкой брахиантиклинальных поднятий. Однако предполагаемый реликтовый бассейн был очень невелик. Если резкое увеличение площади Акчагыльского бассейна связано с усилившимся притоком речных вод в результате сильного увлажнения, то как объяснить заметное осолонение этого бассейна? Для решения загадки акчагыла

нужны дополнительные исследования прежде всего на крайнем юге Каспия и в области предполагаемых северных проливов.

Апшеронский бассейн, сменивший акчагыльский во вторую половину позднего плиоцена, в основном, унаследовал его черты. В бассейнах палео-Волги, палео-Амударьи и других продолжается накопление пресноводных озерно-аллювиальных осадков, а в солоноватоводном бассейне отлагается мощная толща песчано-глинистых отложений. В апшеронский век Гурийское море покрывает незначительную часть Рионской депрессии, оставив песчано-глинистые осадки. Морские бассейны были заселены моллюсками, остракодами, рыбами, а на суше обитали слоны, древнейшие однопалые лошади, мастодонты, носороги, верблюды, антилопы, саблезубые тигры, медведи, бобры, зайцы, мелкие грызуны, птицы.

На Кавказе интенсивность тектонических движений снижается и происходит выравнивание рельефа. На Малом Кавказе формируются крупные стратовулканы (Арагац и др.). Преобладают основные лавы, андезито-базальты и их пирокластический материал. Крупные лавовые потоки заполняют речные долины, вызывая образование крупных озер, в которых накапливаются диатомиты, глины, пески, часто с примесью вулканического материала (Ленинаканское, Сисианское и др.).

На территории Памира и Тянь-Шаня в начале позднего плиоцена рост горных хребтов замедляется и площадь внутригорных впадин расширяется. Во впадинах накапливаются пролювиальные и аллювиально-озерные отложения. Неустойчивые озера (Иссык-Куль, Кочкорское и др.) располагались среди сухих наклонных равнин, на которых росли лебедовые, злаки, осоковые, полынь и др. Возвышенные участки были покрыты березово-сосновыми лесами. Климат становится более холодным, оставаясь полузасушливым или сухим.

К концу плиоцена воздымание Памира и Тянь-Шаня резко усиливается. Площади межгорных и предгорных впадин еще более сокращаются и в основных чертах формируется современный рельеф. Резко сокращается площадь озер как из-за разрастания пролювиальных равнин, так и из-за формирования глубоко врезанных сквозных долин. В поднятие вовлекаются Казахское нагорье и Тургай, где формируются аллювиально-пролювиальные осадки и покровные суглинки. Поднятия в окружающих Западно-Сибирскую низменность Алтае-Саянской и других горах способствовали усилению выноса в ее пределы обломочного материала (в основном песков).

Для севера Западно-Сибирской и для Северо-Сибирской низменности характерна широкая трансгрессия Арктического бассейна. Здесь накапливались морские и континентальные маломощные осадки. Море населяли моллюски и фораминиферы, а диатомовые были широко распространены также и в пресных водах. Произошло значительное похолодание климата морского побережья, где господствовала лесотундра. Температура же морских вод была значительно выше температуры вод современного Карского моря. Лесотундра к югу сменялась темнохвойной тайгой, затем лесостепью, а на юге низменности преобладали степные и лесостепные ландшафты с лесами по долинам рек. Здесь климат был еще умеренным теплым, семиаридным. В степях Средней Азии, Казахстана и юга Западной Сибири в позднем плиоцене широко расселились лошади, верблюды, страусы, мелкие грызуны, а в лесостепи — слоны, мастодонты и др.

Среднесибирское плоскогорье, Ангарская возвышенность и Енисейский кряж испытывают плавные медленные поднятия. Речные долины углубляются и принимают очертания, близкие к современным. К востоку плоскогорье постепенно снижалось к асимметричной широ-

кой долине палео-Лены. Основную часть обломочного, в основном, галечного материала поставляли многоводные левые притоки. Почти на всей этой территории господствовали темнохвойные леса, вероятно, с лесотундрой вдоль Арктического побережья, а на площади Лено-Вилюйской низменности и по долинам рек — леса с открытыми пространствами. Климат был умеренно теплым, влажным.

Усиление контрастности рельефа происходило на фоне общего поднятия Алтае-Саянского нагорья. На нем преобладали хвойные леса (с лиственницей) с реликтами широколиственных пород (липа, дуб) и участием ксерофитов. Климат был умеренно теплым, семиаридным.

Быстрое поднятие на территории Прибайкалья и Забайкалья сопровождалось в позднем плиоцене опусканием и дроблением блоков земной коры и формированием северной и южной Байкальских котловин. Происходит также глубокое расчленение поверхностей денудации и значительная перестройка гидросети. Во впадинах байкальского типа накапливаются мощные толщи моласс, а в Забайкалье — незначительной мощности (до 30—40 м) прерывистый чехол красноцветных песчанистых глин, суглинков, дресвяников и галечников. В конце плиоцена в Прибайкалье и Забайкалье на востоке Алтае-Саянского нагорья в Приамурье и Приморье возобновляются излияния базальтов и выбросы пирокластического материала. Лавовые потоки заполняли речные долины, способствуя образованию озер и отчасти перестройке гидросети. В позднем плиоцене в Прибайкалье и Забайкалье окончательно формируются высокие плато и высокогорья Байкальского и Даурского сводов, средневысотные плато и среднегорья (Забайкалье, Витимо-Патомское нагорье) и низкие внутренние плато (Витимское плоскогорье и др.). Сохраняется господство степей и лесостепей, которые через южную впадину Байкала простирались на равнину Иркутского амфитеатра. Климат был семиаридным, сменявшимся севернее 53° с. ш. семигумидным.

Горы Северо-Востока СССР к началу позднего плиоцена также уже оказываются вовлеченными в быстрое равномерное поднятие, что приводит к омоложению рельефа и перестройке гидросети, формированию современных бассейнов крупнейших рек и более четкому обособлению гор. Разделяются бассейны палео-Индигирки и палео-Колымы. Приморская полоса вдоль Арктического бассейна была занята лесотундрой, которая к югу быстро сменялась лесами с открытыми пространствами. На возвышенностях господствовали темнохвойные и хвойно-лиственные леса (с лиственницей, березой и ольхой). Климат Северо-Востока становится семигумидным, еще сравнительно теплым, в горах более суровым. К концу плиоцена тектоническая активность уменьшилась, произошло выравнивание Чукотского нагорья, Анадырского плоскогорья и др.

В Приамурье рост поднятий приводит к накоплению более грубообломочного материала, заполнявшего аллювиальные равнины (Амуро-Зейскую, Среднеамурскую и др.). Поднятия сопровождаются расширением открытых пространств на водоразделах, которые сменялись ниже хвойно-широколиственными лесами, а на равнинах господствовали лесостепи. Семигумидный климат становится более холодным и сухим.

В Сихотэ-Алиньском нагорье происходит выравнивание и некоторое опускание к началу возобновления деятельности вулканов, извергавших базальтовые лавы и пирокластический материал. Нагорье было покрыто хвойно-широколиственными лесами. Коры выветривания каолинитового типа свидетельствуют о гумидном и умеренно теплом климате.

Выравнивание значительной части территории к концу плиоцена и поднятие хр. Малый Хинган послужили причиной образования современной долины р. Амур.

Новой трансгрессией начинается позднеплиоценовое время на Сахалине. Накапливаются прибрежно-морские, а в пределах приморской равнины и континентальные угленосные отложения. В конце плиоцена контрастность тектонических движений резко возрастает.

Корякское нагорье испытывает поднятие и сокращение приморских равнин. К концу плиоцена темп поднятий ослабевает и происходит выравнивание территории.

В общее поднятие вовлекается Камчатка. Море сохраняется лишь вдоль ее современного восточного побережья. На низменных равнинах выделялись вулканические гряды Срединного и Восточного хребтов. На низких участках равнин накапливались озерно-аллювиальные пески, диатомиты и торф. В Восточно-Камчатском море на мелководье и лагунах накапливались конгломераты, туфобрекчии, торфяники, туфы, пески и диатомиты. Общая активность кислого вулканизма снижается. К концу плиоцена Камчатка испытывает выравнивание.

Корякское нагорье и Камчатка были покрыты хвойно-широколиственными лесами с теплолюбивыми породами. Климат этих территорий был гумидным, умеренно теплым, но холоднее, чем раньше. Для Курил характерен кислый состав вулканических продуктов, а для Командор — средний.

ПАЛЕОТЕКТОНИКА

СРЕДНИЙ МИОЦЕН — ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ПЕРИОД

К началу заключительного этапа тектонического развития территории Советского Союза во всех геосинклинальных системах альпийского пояса юга СССР завершился процесс общей инверсии и возникли складчатые горные сооружения Карпат, Крыма, Кавказа, Копетдага, Памира, окаймленные предгорными и разделенные межгорными прогибами. Одновременно процесс горообразования широко распространяется на области, перед тем развивавшиеся в условиях платформенного режима и в особенности на молодые платформы — от эпибайкальских до эпигерцинских, а также на зоны мезозойской складчатости. Таким образом, рассматриваемый этап явился этапом всеобщей активизации тектонических движений, преимущественно восходящих (см. приложение 13).

Охватываемый картой интервал геологического времени, несмотря на небольшую длительность — около 20 млн. лет насыщен событиями, в течение которого структурный план нашей страны неоднократно претерпевал значительные изменения.

В течение второй половины миоцена, плиоцена и четвертичного периода платформенный режим с преобладанием слабых поднятий или слабых опусканий, удерживался на большей части территории СССР, от западных границ страны до р. Лены на востоке и включая акватории всех северных морей. При этом области опусканий в пределах современной суши с течением времени постепенно втягивались в поднятия, а для полосы арктических шельфовых морей было характерно опускание, начиная с позднего плиоцена или начала четвертичного периода. Инородным элементом среди этой огромной и в общем монолитной платформенной глыбы выступает лишь протяженное меридиональное поднятие Уральского хребта. Однако по интенсивности восходящих движений Урал сильно уступает орогенным областям и занимает промежуточное место между типичными орогенами и типичными

платформами. К орогенным областям, окаймляющим Северо-Евразийскую платформу в пределах территории СССР, относятся: эпигеосинклинальные орогенные области — Карпаты, Горный Крым, Кавказ, Копетдаг и Памир, эпиплатформенные орогенные области — Тянь-Шань, Саяно-Алтайская, Байкало-Становая и Верхояно-Чукотская и эпигеосинклинальные орогенные области — Корякско-Камчатская и Сахалинская. Легко заметить, что там, где на периферии платформ одновременно существуют эпиплатформенные и эпигеосинклинальные орогенные области, первые занимают более внутреннее положение, вторые — более внешнее.

На крайнем востоке СССР, в области пограничной с впадиной Тихого океана, в пределах восточной периферии Камчатки, Командорских и Курильских островов с Курило-Камчатским глубоководным желобом геосинклинальный режим сохранялся вплоть до современной эпохи включительно.

Переходя к более детальному рассмотрению отдельных крупных регионов, следует констатировать, что структурный план Русской платформы продолжал развиваться унаследованно по отношению к более ранним эпохам. Большая часть платформы была областью абсолютного господства слабых поднятий. В качестве участков несколько более интенсивных, но также умеренных воздыманий выступает Балтийский щит, особенно во второй половине этапа, Канино-Тиманская зона поднятий, а также западная часть Украинского щита, Воронежская, Приволжская и Заволжская антеклизы.

Основные зоны опусканий Русской платформы связаны отчетливой преемственностью с тектоническими депрессиями более ранних эпох, но относительно слабо выражены, в связи с чем в них преобладает континентальное осадконакопление. Польско-Литовская синеклиза, Брестская впадина, Днепровско-Донецкая, Прикаспийская и Печорская синеклизы, отличающиеся, особенно первая, более сильно выраженной тенденцией к погружению, иногда покрывались морем. В позднем плиоцене море со стороны Каспия проникло также к северу от Прикаспийской синеклизы. Эта ингрессия в значительной степени была подготовлена глубоким эрозионным врезом среднеплиоценовых долин благодаря резкому понижению уровня Каспийского моря. Таким образом, заполненные отложениями верхнего плиоцена впадины являются эрозионно-тектоническими, причем тектоническая составляющая, очевидно, возрастает в южном направлении, к Прикаспийской синеклизе, а эрозионная — в северном направлении. Предуральский прогиб возобновил погружение одновременно с неотектоническим воздыманием Урала. В миоцене в Предуральском прогибе накапливались осадки лимнической угленосной формации.

Еще одна эрозионно-тектоническая депрессия — Окско-Донская протягивается в север-северо-западном — юг-юго-восточном направлении между Воронежской и Приволжской антеклизами. Мощности накопившихся в ее пределах осадков нельзя рассматривать как отражающие действительный размер опусканий, которые здесь были скорее относительными, чем абсолютными. Единственным отрицательным структурным элементом Русской платформы, испытавшим в неогене-четвертичном периоде значительное погружение, являлась Прикаспийская синеклиза. Мощность выполняющих ее осадков, в основном морских, во всей западной половине синеклизы достигает 500 м и более. Во всех остальных депрессиях мощности осадков измеряются десятками метров и это в основном континентальные, речные и озерные образования, накопление которых частично или даже полностью ускользало из-под тектонического контроля. Таким образом, Русская платформа в целом

выступала в среднем миоцене — четвертичном периоде как область поднятий.

Территория к востоку от Уральского хребта до Енисея и Тянь-Шаньского орогена на юге представляла собой Сибирско-Казахстанскую молодую платформу. В ее пределах вырисовываются широтные зоны поднятий и опусканий: на севере Таймырская зона поднятий, Карская, Усть-Обская и Усть-Енисейская синеклизы, южнее зона поднятий центральной части Западно-Сибирской плиты, еще южнее Иртышская синеклиза и, наконец, Казахский щит. Только в Иртышской синеклизе мощности осадков, притом континентальных, достигают и местами превышают 100 м, но погружения здесь в основном прекратились к середине плиоцена.

Область поднятий Казахского щита отделяется от Уральской зоны поднятий широким Тургайским прогибом. Меридиональная полоса опусканий сопряжения с Уралом протягивается и к северу от Тургайского прогиба, почти непрерывно до р. Сев. Сосьвы; к ней можно отнести и Нижнеобский прогиб.

В области Туранской плиты тектонический режим был существенно различен к западу и к востоку от линии, проходящей вдоль западного побережья Аральского моря и нижнего течения р. Амударьи. На западе господствовал платформенный режим с преобладанием слабых погружений в первой половине этапа и слабых, местами (Мангышлак) умеренных воздыманий. На этом фоне здесь происходил рост куполовидных и брахиформных поднятий. На востоке восходящие движения преобладали на протяжении всего этапа, причем в районе Центральных Кызылкумов и особенно хр. Каратау и Чу-Илийских гор по своей интенсивности они приближаются к движениям области Тянь-Шаня. Вовлечение в интенсивные поднятия Каратау и Чу-Илийских гор, а затем в плиоцене и Центральных Кызылкумов является следствием постепенного распространения волны горообразования из области Тянь-Шаня на север. По обе стороны Каратауского поднятия развивались сопряженные с ним впадины — менее глубокая Сарысуйская и более глубокая (мощности почти до 400 м) Сырдарьинская. Обе унаследованы от более ранних эпох и заполнены мелкообломочными пестроцветными образованиями.

Расположенная к востоку от Енисея древняя Сибирская платформа в течение рассматриваемого этапа испытала общее поднятие. На некоторых участках — Енисейский кряж и особенно плато Путорана, интенсивность поднятий приближалась к таковой орогенных областей. Зоны весьма слабого, вероятно, лишь относительного погружения и аккумуляции континентальных отложений очень небольшой мощности располагались только на периферии платформы — в Усть-Енисейской, Хатангской и Вилюйской синеклизах, а также в неглубоких прогибах — Котуйском и Оленекском.

В геосинклинальных областях, расположенных к югу от Русской платформы и Туранской плиты, к началу данного тектонического этапа завершилось в основных чертах формирование системы складчатых сооружений, включающей Восточные Карпаты, Горный Крым, Большой Кавказ, Копетдаг и Памир. В области Малого Кавказа в начале еще существовали крупные продольные (Севано-Акеринская) и поперечные (Казахо-Ереванская) депрессии и только к концу миоцена возникло единое горное сооружение. К началу этапа сформировались: передовые прогибы — Предкарпатский, Индоло-Кубанский, Терско-Каспийский, Предкопетдагский, Преддарвазский, тыльный Закарпатский, а также межгорные прогибы — Закавказский, Среднеараксинский, Западно-Ту-

ркменский. К концу миоцена произошло замыкание Предкарпатского и восточной части Закарпатского прогибов, окончательное разделение Индоло-Кубанского и Терско-Каспийского прогибов с воздыманием Ставропольского свода, а также Рионского и Куринского прогибов. Замкнулся и Нахичеванский прогиб. Одновременно заметно усилилось воздымание складчатых сооружений и в связи с этим нижняя мелкообломочная морская молассовая формация сменилась грубообломочной и в основном континентальной. К этому же переломному моменту — переходу от раннеорогенной к позднеорогенной стадии — приурочено начало интенсивного наземного вулканизма в Закарпатье, на Большом и особенно на Малом Кавказе, сначала кислого и среднего, в четвертичном периоде главным образом основного.

Суммарная мощность молассовых толщ достигает во многих из перечисленных прогибов 5—6 км, а в южной части Каспийской впадины по сейсмическим данным превышает 10 км, в основном за счет средне- и верхнеплиоценовых и четвертичных образований. Одновременно с накоплением этих осадков происходил рост складок, признаки конседиментационного развития которых наиболее отчетливо прослеживаются на периклинальных окончаниях Горного Крыма и Большого Кавказа. В Восточном Предкавказье, в Куринской впадине и Западной Туркмении это развитие установлено, лишь начиная со среднего или позднего плиоцена. С этого времени повсеместно наблюдается резкое усиление складкообразования и разломов. Зоной наиболее интенсивных деформаций явилась полоса южного крыла мегантиклинория Большого Кавказа от Туапсе до Шемахи, где возникли крупные надвиги и шарьяжи пород флишевой зоны на молассы северной окраины Закавказского межгорного прогиба. Интенсивные складчато-надвиговые деформации, но в основном в начале этапа, в течение миоцена происходили также в Карпатах.

Эпиплатформенная орогенная область Тянь-Шаня, хотя и обладала совершенно иной предысторией, на рассматриваемом этапе развивалась сходно с эпигеосинклинальной областью Кавказа и Копетдага. Уже к началу этапа в ее тылу — на Памире — возникло мощное поднятие, частично включившее зону, не испытавшую геосинклинального погружения в альпийском цикле (Северный Памир). Но сам Тянь-Шань в среднем миоцене еще был страной, в пределах которой площадь поднятий уступала площади зон аккумуляции осадков. Положение поднятий и прогибов было близким к герцинскому структурному плану; значительное влияние оказывал Каратау — Восточно-Ферганский разлом. Начиная с позднего миоцена, площадь поднятий заметно увеличилась и темп их воздымания существенно усиливается; красноцветная тонкая моласса уступает место более светлой и более крупнообломочной. Многие прогибы замыкаются, интенсивное погружение продолжают испытывать лишь Чуйская, Илийская, Иссыккульская, Ферганская и некоторые другие впадины. Таджикская впадина расчленяется внутренними поднятиями. Новое резкое возрастание интенсивности поднятий совпадает со средним или началом позднего плиоцена. Тянь-Шань превращается в высокогорную страну; его хребты покрываются ледниками. Молассы, продолжающие накапливаться в межгорных прогибах, становятся грубообломочными, а их окраска — светло-серой. В результате почти весь Тянь-Шань превращается в область абсолютного воздымания и лишь центральные части наиболее крупных депрессий могут еще рассматриваться как зоны абсолютного погружения.

Алтае-Саянская орогенная область имела сходное развитие. В плиоцене все ее прогибы оказались втянутыми в общее поднятие, сохранив лишь тенденцию к относительному погружению. Исключени-

ем является пограничная с Тянь-Шанем Зайсанская впадина, где мощности осадков достигают 800 м.

По своей геологической истории Байкало-Становая область, простирающаяся до Охотского моря, близка к Алтае-Саянской, но имеет и свои некоторые особенности: 1) межгорные прогибы сконцентрированы лишь в западной половине области, а ее восточная половина воздымалась в течение неогена — четвертичного периода как единое целое; 2) эти прогибы, как и разделяющие их поднятия, имеют четкую, выдержанную ориентировку, что стоит в связи с аналогичной ориентировкой древнего структурного плана; 3) параллельно с отмиранием большей части межгорных прогибов происходили интенсивные погружения в Байкальской, Тункинской и Баргузинской впадинах; 4) Восточный Саян и Байкальская горная страна граничат с южной частью Сибирской платформы, отделяясь от нее в начале этапа неглубокими, но четко выраженными предгорными прогибами и 5) новейшие движения западной части Байкало-Становой области сопровождались проявлениями щелочно-базальтового вулканизма, распространявшимся и на Восточный Саян.

В восток-северо-восточном направлении Байкало-Становая область новейших поднятий становится все более монолитной и незаметно сливается с более молодой по возрасту складчатости Верхояно-Чукотской орогенной областью, которая в первой половине этапа была холмистой равниной с отдельными группами возвышенностей. Между ними, преимущественно на южной окраине Колымского срединного массива, развивались внутренние впадины. В самой глубокой из них Сеймианской мощность осадков достигает 650 м. Центральная часть массива испытывала, за исключением Момского хребта, общее умеренное погружение с образованием обширной Колымо-Индигирской впадины. В конце этапа волна поднятий, надвигавшаяся с юга, охватила Верхояно-Чукотскую область, приведя к отмиранию внутренних впадин и к усилению погружений Предверхоянского прогиба. Поднятие Верхоянского хребта произошло лишь в антропогене.

На юго-востоке Байкало-Становая орогенная область граничит с Приамурско-Сихотэ-Алиньской областью аналогичной природы, но с еще более молодым складчатым субстратом, чем Верхояно-Чукотская область. На границе Байкало-Становой и Приамурской областей в начале этапа развивается Верхнезейско-Удский прогиб. Другие прогибы, типа межгорных, существовали внутри Приамурско-Сихотэ-Алиньской области. В южной части Уссурийского прогиба погружения были максимальными. Сихотэ-Алиньская и отчасти Приамурская области являлись ареной длительного и интенсивного проявления нормального базальтового вулканизма. Центры излияний располагались цепочками вдоль разломов субмеридионального направления. Наиболее крупный разлом протягивался вдоль современного побережья Татарского пролива и Японского моря, отделяя Сихотэ-Алиньский ороген от смежной с востока геосинклинальной области.

Зея-Буреинская впадина по своему тектоническому режиму сходна с восточной частью Китайской платформы, не вовлекавшейся в неотектоническую активизацию поднятий.

Очень крупные изменения произошли в молодых геосинклинальных системах Дальнего Востока. В начале этапа здесь, за исключением района современного Корякского нагорья, существовали лишь небольшие, незначительно возвышавшиеся над уровнем моря геоантиклинальные поднятия. В течение этапа происходил все более интенсивный рост поднятий, означавший вступление Камчатской и Сахалинской геосинклиналей в раннеорогенную стадию развития. Что же касается Ко-

рякской системы, то для нее это была уже позднеорогенная стадия, о чем говорит и базальтовый вулканизм. Начиная с южной половины Корякского нагорья и вплоть до южной оконечности Камчатки значительную роль, особенно в первой половине этапа, играют андезиты и более кислые вулканиты. К востоку от Центрально-Камчатского поднятия, в срединном прогибе, в условиях господства погружений, лавы имеют снова преимущественно базальтовый состав. Одновременно с возникновением поднятий внутри Сахалинской и Камчатской геосинклинальных систем происходило погружение под уровень моря Охотского срединного массива. По периферии массива возникли прогибы, одним из которых является Западно-Камчатский, отделяющий Охотский массив от антиклинория Центральной Камчатки и захватывающий западное побережье полуострова. Этот прогиб выполнен угленосной и морской песчано-глинистой молассой мощностью свыше 3000 м. Отложения подобного же формационного типа распространены к западу от Корякского антиклинория и на Сахалине, где они выполняют прогибы, разделяющие и окаймляющие возникшие здесь в неогене зоны поднятий. Мощность их здесь еще больше, местами более 5000 м. На Сахалине не происходило вулканической деятельности. На южном продолжении Западно-Камчатского прогиба, между юго-восточным склоном Охотского срединного массива и Курильской геосинклиналью, в неогене появилась глубоководная, не заполненная осадками и обладающая корой океанического (субокеанического) типа Южно-Охотская впадина. Своим расширенным западным окончанием она примыкала к геоантиклинальному Танино-Анивскому поднятию Сахалина и Восточного Хоккайдо.

Курильскую и Командорскую островные гряды следует рассматривать как геоантиклинальные зоны предорогенной стадии развития внутренней части Западно-Тихоокеанского пояса. На этой же стадии находится, очевидно, и полоса вдоль восточного побережья Камчатки. Этот вывод основан как на характере рельефа, так и на формационном типе отложений, принадлежащих к андезитовой подводно-вулканической формации. Важным составным элементом обеих геосинклинальных систем являются глубоководные желоба — Курило-Камчатский и западное окончание Алеутского, протягивающиеся к югу от Командорских островов. Оба желоба в своем современном виде были сформированы, очевидно, лишь на рассматриваемом тектоническом этапе. Краевыми валами они отделяются от центральной части впадины Тихого океана.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Изменение палеогеографических условий в неогеновый период, происходившее параллельно с крупномасштабным орогенезом, привело к формированию разнообразных типов месторождений полезных ископаемых и, порой, к необычному их сочетанию на площади и в вертикальном разрезе.

Неогеновые отложения отличаются нефтегазоносностью, соленосностью, угленосностью; с ними связаны крупные россыпные месторождения, месторождения серы, бентонитов и месторождения разнообразных строительных материалов.

Нефть и газ являются важнейшими полезными ископаемыми неогеновой системы. В первую очередь это Южно-Каспийский и Средне-Каспийский нефтегазоносные бассейны, сосредоточенные в Предкавказье, Западной Туркмении и прилежащей акватории Каспийского моря.

Восточное Предкавказье представляет собой западную часть Средне-Каспийского нефтегазоносного бассейна, который относится к типу предгорных и выполнен мощной толщей мезозойских и кайнозойских осадочных пород, с которыми связаны многочисленные месторождения нефти и газа. Общая мощность осадочного чехла в геосинклинальной части составляет 10—12 км, а в платформенной — не превышает 3—4 км. В Закавказье выделяется западная часть Южно-Каспийского нефтегазоносного бассейна, исключительно богатая по промышленным запасам нефти. Бассейн располагается в пределах межгорной впадины. Общая мощность пород, заполняющих ее западную часть, составляет не менее 6 км. Среднемиоценовые отложения на рассматриваемой территории распространены достаточно широко. Они представлены толщей глин с многочисленными пластами и пачками песчаников, образующих достаточно мощные пластовые резервуары.

В Восточном Предкавказье отчетливо проявляется увеличение общей мощности отложений от бортовых частей бассейна к его наиболее погруженным районам. Распределение песчаных прослоев довольно сложно, как по разрезу, так и по площади. При этом максимальная песчанистость (40—50%) в Восточном Предкавказье приурочена к впадинам, на остальной же территории она составляет не более 20%. В Закавказье песчанистость составляет 10—15%, уменьшаясь в восточном направлении до нуля. Рассматриваемые отложения в платформенной части Восточного Предкавказья залегают на глубинах до 2000 м, а в Закавказье — до 6000 м.

В пределах всей описываемой территории среднемиоценовые отложения содержат нефтематеринские породы, представленные чередованием глин и песчано-алевролитовых пород, содержащих значительное количество органического вещества. В Восточном Предкавказье содержание $C_{орг}$, хотя и незначительно, но увеличивается с севера на юг, а битуминозность в этом же направлении уменьшается. Фациальный характер органического вещества сапропелевый. В Закавказье содержание $C_{орг}$ относительно высокое при сапропелево-гумусовом характере органического вещества. Битуминозность увеличивается одновременно с погружением вмещающих пород. Стадии углефикации всюду низкая и средняя буроугольные. Природные резервуары представлены преимущественно песчаными породами, эффективная пористость которых в Восточном Предкавказье составляет 10—15%. В Закавказье пористость пород в среднем равна 5—7%. Проницаемость в Восточном Предкавказье колеблется, как правило, в пределах 10—100 мд (в южных районах до 1000 мд). В Закавказье проницаемость высокая (100—1000 мд). Тип коллекторов всюду поровый.

Современное направление движения вод восходящее из наиболее погруженных частей бассейнов к их периферии.

К отложениям среднего миоцена приурочены многочисленные скопления нефти и газа. Чисто газовые месторождения расположены в Ставропольском крае. Газы полусухие, с содержанием тяжелых углеводородов 1—1,5%. В пределах Терской и Сунженской антиклинальных зон расположены месторождения главным образом нефти. Залежи пластовые, сводовые и тектонически экранированные. Некоторые нефтяные залежи обладают газовыми шапками. Меньшие запасы сосредоточены в чисто газовых залежах. В Дагестане месторождения нефти связаны с Восточной антиклинальной зоной; по запасам нефти они средние и небольшие. Средние по запасам также месторождения моноклинали в Кусаро-Дивичинской области. Нефти чокракско-караганских отложений тяжелые (уд. веса 0,87). В хорошо запечатанных блоках встречаются средние нефти (уд. веса 0,84—0,87). Газы в зале-

жах западной и центральной частей Терско-Сунженского района в основном полусухие, в восточной части — полужирные с содержанием тяжелых углеводородов более 5%.

В западной части Южно-Каспийского бассейна нефтяные месторождения в среднемиоценовых отложениях расположены в Кобыстано-Апшеронской области. Все они средние по запасам. Нефти слабосернистые, средние по удельным весам.

Карта нефтегазоносности среднеплиоценовых отложений составлена для Закавказья (в пределах Азербайджана) и Закаспия, включая *прилегающие участки Каспийского моря — Южно-Каспийский нефтегазоносный бассейн*. Последний является типичным межгорным бассейном и выполнен мощной толщей кайнозоя. Основные промышленные скопления нефти и газа приурочены к отложениям среднего плиоцена, имеющим мощности до 4000 м.

Среднеплиоценовый терригенный комплекс сложен глинами, алевролитами и песчаниками. Содержание коллекторов в разрезе обычно возрастает к бортам бассейна, достигая местами 70%. Имеющиеся данные по характеристике рассеянного органического вещества приурочены в основном к промышленно-нефтегазоносным районам. Близким расположением залежей, видимо, объясняется большая обогащенность битумоидами песчаников по сравнению с глинами. Глинистые породы *в прибортовых частях бассейна* содержат битумоид и органический углерод в небольших количествах (соответственно 0,01—0,002 и 0,12—0,8%). О наличии нефтематеринских пород можно говорить только для внутренних частей впадины, где большая скорость осадконакопления в слабовосстановительной и даже в слабоокислительной обстановках и *глинистый состав всей толщи способствовали преобразованию органического* материала.

В пределах изученных бурением районов к нефтепроизводящим могут быть отнесены породы нижней части среднего плиоцена. Гуминовые кислоты практически отсутствуют, несмотря на явно гумусовый характер ОВ. Исходя из этого стадию углефикации органического вещества можно определить как позднебуроугольную, а интенсивность эмиграции углеводородов в области развития нефтематеринских пород условно считать высокой. Природные резервуары везде представлены коллекторами порового типа. Эффективная пористость составляет в среднем 7—20%. Проницаемость коллекторов порядка сотен миллидарси, причем к северу (Прибалханье, Кобыстан — Апшерон) она *заметно увеличивается*.

На приподнятых участках Кусаро-Дивичинской области (Средне-Каспийский бассейн) отмечается влияние вод инфильтрационного генезиса. Газы, растворенные в подземных водах, относятся к метановым. На долю тяжелых углеводородов приходится от 1 до 3%. Большая часть нефтегазопроявлений приурочена к грязевым вулканам, широким полукольцом окаймляющим Южно-Каспийскую впадину. Залежи большинства из 40 месторождений являются сводовыми, часто тектонически экранированными. В нижних горизонтах отмечаются литологически экранированные залежи.

Большинство месторождений нефти относится к средним (уд. вес 0,84—0,87) и тяжелым (уд. вес 0,87—0,90), бессернистым и слабосернистым. Содержание парафина *в них сильно варьирует от 0,2 до 12%*, но основные залежи содержат беспарафиновые и слабопарафинистые нефти (0,5—4%). Газо-конденсатные месторождения содержат очень легкий конденсат с содержанием метаново-нафтеновых углеводородов более 90%.

Характеристика рассеянного органического вещества, резкое различие состава нефтей среднемиоценовых и среднеплиоценовых отложений, наличие литологических залежей нефти в среднем плиоцене позволяют считать, что скопления нефти, газа и конденсата являются автохтонными, т. е. сингенетичными по отношению к вмещающим их отложениям. В Предкарпатском краевом прогибе известны газовые месторождения (Кадобно, Кавско, Косов и др.). Коллекторами являются песчаники тортон — сармата. Месторождения нефти и газа Сахалинской нефтегазоносной области приурочены к средне- и верхнемиоценовым отложениям и все расположены в северо-восточной части острова (Колендинское, Восточно-Эхабинское, Одолтинское и др.). Наблюдается четкая зональность: на востоке располагаются нефтяные, западнее — газонефтяные и газовые.

Уголь. В неогеновом периоде угленакопление сокращается (за исключением Дальнего Востока). Закарпатский буроугольный бассейн приурочен к юго-западным складчатым предгорьям Карпат. Угленосные отложения встречаются в Ужгородском, Мукачевском и Иршавском районах и приурочены по возрасту к тортону — сармату, сармату — мэотису и понту. Встречено до 15 рабочих пластов (мощностью больше 0,7 м). Бассейн относится к геосинклинальному паралическому типу.

Месторождения в Южно-Уральском буроугольном бассейне приурочены к впадинам тектонического и эрозионного происхождения (кую ргазинская свита). Мощность угольной залежи от 30—40 до 80 м (Бабаевское, Хабаровское и другие месторождения). Бассейн относится к платформенному лимническому типу.

К сарматским отложениям в Закавказье приурочены мелкие паралические, буроугольные месторождения Западной Грузии (реки Гализга, Окуми и др.) и Южной Кахетии. С плиоценовыми отложениями связаны небольшие буроугольные месторождения лимнического типа (Джаджурское в районе Ленинакана и др.) в Восточной Грузии и Армении.

В Прибайкальской угленосной области в миоцене известны пласты промышленной мощности в Тункинской, Южно-Байкальской, Баргузинской и других впадинах. Месторождения относятся к лимническому типу.

В Амурской угленосной провинции угленосность связана с отложениями миоценовой сазанковской свиты. Месторождения (бурые угли и лигниты) относятся к лимническому типу (Переяславское и другие месторождения).

Интенсивное углеобразование происходило в миоцене Дальневосточной угленосной провинции (Дальний Восток и Северо-Восток СССР и острова Северо-Западного сектора Тихого океана). Наиболее крупными буроугольными площадями являются Угловский бассейн, Майхинское и Бикинское месторождения, Охотская угленосная площадь, Сахалинский и Западно-Камчатский угольные бассейны, месторождения бухты Угольной и др. Сахалино-Камчатская подпровинция отличается развитием помимо бурых также и каменных углей и паралическим типом угленакопления. Встречаются пласты угля до 30 м мощностью.

Большие площади угленакопления характерны для Колымской угленосной провинции. Угленакопление происходило в отдельных впадинах в течение миоцена и плиоцена. Распространены бурые угли и лигниты. Месторождения относятся к лимническому типу (Зырянский угленосный бассейн и др.). Мощность пластов достигает 30 м.

Обширной по площади угленакопления является Центрально-Якутская угленосная область. Мощность угольных пластов здесь превышает 25 м.

Соль. Залежи солей неогенового возраста почти целиком сосредоточены в районе Карпат.

На территории Советского Предкарпатья и Закарпатья развиты три галогенные формации: 1) аквитан-бурдигальская воротыщенская, 2) гельветская верхнестебникская (голынская) и 3) нижнетортонские тирасская и тереблинская. Максимальную мощность имеет воротыщенская формация (более 2000 м) и минимальную — тирасская (до 264 м).

Воротыщенская серия разделяется на три свиты: нижневоротыщенскую, загорскую и верхневоротыщенскую. Из них соленосными являются: верхняя пачка нижневоротыщенской свиты, средняя пачка загорской свиты и верхневоротыщенская свита.

У разрушавшихся выступов кристаллических пород и у Карпатского берега накапливались грубообломочные породы и соленосные брекчии. В центральной части бассейна отлагались соленосные глины и пески. В разрезе галогенной формации на вытянутых вдоль прогиба участках отлагалась глинистая каменная соль и калийные соли. Питание воротыщенского бассейна рассолами осуществлялось со стороны румынской части прогиба. Засолонение воротыщенского бассейна прогрессировало, постепенно распространяясь на всю советскую часть Предкарпатского прогиба.

В загорское время продолжающиеся поднятия Карпат привели к образованию трускавецких и слободских конгломератов и падению минерализации рапы. Лишь в среднезагорское время возобновилось накопление соленосных глин, глинистой каменной соли, а местами, возможно, и калийных солей. В поздневоротыщенское время засолонение распространилось уже лишь на территорию прогиба, расположенную между Болеховом и Надворной.

В верхнестебникское время существовала система соленых бассейнов на протяжении от Ходновичей до Косова; они мигрировали вслед за миграцией оси прогиба к северо-востоку. Верхнестебникский соленосный бассейн имел дифференцированные области сноса. Грубообломочный и преимущественно песчаниковый материал в него вносился на северо-западе и в меньшей мере на юго-востоке прогиба. Между Моршиным и Косовым бассейн был наиболее интенсивно засолонен. В отличие от верхневоротыщенского соленосного бассейна верхнестебникский был более узок. Питание морскими водами и рассолами шло, видимо, с северо-запада — со стороны польского Предкарпатья. Снос грубообломочного материала сопровождался периодическими уменьшениями минерализации рапы, вследствие чего мощность и площади соленосных отложений уменьшались. Небольшая мощность базальных ангидритов и соленосных осадков, подстилающих калийные залежи, свидетельствует о том, что рапа поступала в бассейн уже обогащенной галитом и калийно-магниевыми солями, что можно связать с избирательным размывом воротыщенских соленосных отложений. Появление сильвинитов связано с глубокой метаморфизацией рапы. Сильвинитовых линз больше в периферийной части бассейна, а сильвина — в верхних лангбейнито-каинитовых линзах. Территория, на которой шла осадка солей, постепенно сокращалась.

В разрезах тирасской галогенной формации выделяются: сульфатно-соляной, сульфатный, карбонатно-сульфатный, карбонатный, сульфатно-терригенный и терригенный комплексы. Сульфатно-соляной комплекс известен в полосе к юго-востоку от г. Калуша.

Сульфатные комплексы представлены ангидритами и гипсо-ангидритами, отлагавшимися в наиболее засолоненной полосе бассейна. С карбонатно-сульфатным комплексом тирасской свиты связано наличие скоплений самородной серы. Сульфатно-терригенный комплекс имеет мощность до 40 м. Периферийные терригенные комплексы представлены у Карпат песчаниками часто гипсованными, иногда с прослоями глинистого ангидрита, а на севере — песчаниками и песками. Тирасский галогенез захватил значительную территорию польского, советского и румынского Предкарпатья. Длина тирасского бассейна превышала 1000 км, при ширине до 200 км. Питание бассейна морской водой и рассолами осуществлялось со стороны польского Предкарпатья, а наиболее засолоненной была предкарпатская часть бассейна, где отложились гипсы и ангидриты. Юго-восточнее г. Калуша полоса их распространения расширяется и появляются мощные пласты каменной соли. В северо-восточной части бассейна существовал нормально-морской режим. Очевидно, тирасские отложения в начальную регрессивную фазу отлагались лишь в сульфатной фации, во внешней зоне Предкарпатского прогиба. Расширение акватории Тирасского бассейна за счет притока морских вод с северо-запада и пресных с Подольской суши и отложение карбонатов, равно как продолжение садки сульфатов и галита в предкарпатской полосе бассейна, относятся уже к трансгрессивной стадии существования бассейна. Значительная часть пластов каменной соли, отложившихся на юго-востоке советской части Предкарпатского прогиба, приходится на нижнюю регрессивную стадию существования Тирасского бассейна.

Тереблинская галогенная формация (ранний тортон), развитая на территории Закарпатского прогиба, ныне расчленяется на две подсвиты — нижнетереблинскую (подсолевую или ангидрито-глинистую) и верхнетереблинскую (соляную). Нижнетереблинская подсвита сложена глинами с прослоями песчаников, мергелей, известняков, гипсо-ангидритов, туфов и туфитов. Верхнетереблинская подсвита сложена каменной солью с прослоями серых глин и аргиллитов, часто брекчированных. Соленасыщение верхнетереблинской подсвиты в осевой полосе прогиба составляет 50—80%, уменьшаясь к периферии до 30—50%. Мощность ее в соляных штоках достигает 1200 м (Теребля, Солотвино) при норме 300—450 м. Выделяются три литолого-фациальных комплекса:

1) сульфатно-терригенно-соляной комплекс прослеживается от г. Мукачево до Солотвино;

2) сульфатно-терригенный комплекс, оконтуривающий соляной комплекс; представлен глинами и аргиллитами с прослоями алевролитов и песчаников, а также с пропластками ангидритов;

3) терригенный, или карбонатно-терригенный, периферийный комплекс сложен известковистыми песчанистыми глинами и аргиллитами с прослоями алевролитов и песчаников.

Нижнетереблинскому соленакоплению в Закарпатском внутреннем прогибе предшествовало возобновление региональных разломов, по которым шло погружение и осуществлялась вулканическая деятельность. Соленосный бассейн, ограниченный пра-Карпатами и вулканогенной грядой, был узким и вытянутым. Его изолированность, субтропический климат и тепловодный режим бассейна способствовали постепенному засолонению бассейна. К концу раннетереблинского времени, когда в бассейне уже периодически отлагались гипсы и ангидриты, началось уменьшение его глубины и сокращение акватории, порой обособление отдельных его впадин (Восточная Словакия). В позднетереблинское время наиболее прогибавшимся участком бассейна являлась полоса

Залужье — Акнашугатаг, где мощность соляных отложений максимальна.

Соленосные отложения в основном миоценового возраста распространены в Закавказье, особенно широко в Закаспии и в отдельных впадинах и прогибах Средней Азии (Ферганская и др.). Часть из них разрабатывается.

Железо. Основные месторождения железных руд неогенового возраста (средний плиоцен) расположены в Керченско-Таманском регионе. К началу накопления железных руд площадь Киммерийского бассейна увеличилась, что фиксируется по трансгрессивному залеганию железорудного горизонта на более древних отложениях. Однако уже во вторую половину камышбурунского времени началась медленная регрессия, судя по усиленному накоплению переотложенных псевдоолитовых руд. Присутствие этого типа руд по всему разрезу указывает на неустойчивый, быстро меняющийся во времени уровень среднекиммерийского моря. По М. В. Муратову [117], накопление железных руд в киммерийском бассейне происходило за счет выноса железа из коры выветривания и красноземов, которые к среднему киммерию пользовались широким распространением в Крыму, на юге Украины и на кавказском побережье. По мнению большинства исследователей, снос железа осуществлялся с севера и северо-востока. Однако, по мнению В. Ф. Малаховского, источники сноса рудного вещества могли существовать только южнее Керченского полуострова, где, возможно, существовал в то время источник сноса, данных о котором пока нет. Керченско-Таманский архипелаг оказался наиболее благоприятным для максимальной концентрации рудных компонентов. В мелководных заливах и проливах создавались наиболее подходящие условия для массовой коагуляции коллоидных растворов железа и его спутников.

Янтарь встречается в миоценовых породах, слагающих береговые обрывы по западному и северному побережью Самбийского полуострова. Эти отложения перекрывают породы палеогена, к которым приурочено месторождение янтаря. Считается, что янтарь в миоценовые породы попал в результате размыва олигоценовой «голубой земли», содержащей высокие концентрации янтаря. Кроме указанной территории янтарь (сукцинит) встречается в отложениях сармата и тортона Львовской области. Здесь он сильно окислен и окатан, что свидетельствует о его длительном и дальнем переносе.

Некоторые другие полезные ископаемые. Области интенсивного вулканизма и интрузивного магматизма перспективны для поисков цветных и редких металлов (известны месторождения свинца и цинка, ртути и др.). Здесь широко распространены россыпные месторождения золота, титано-магнетита и др. В восточных областях СССР широким распространением пользуются миоценовые коры выветривания, с которыми связаны месторождения бокситов, каолинита и галлуазита. Весьма велики запасы бентонитовых глин (верхний плиоцен Поволжья, миоцен Черновицкой, Хмельницкой и других областей Украины). Широко распространены месторождения диатомитов, кварцевых песков, различных строительных материалов (стеновой камень тортонских пильных известняков в Молдавии, сарматские и понтические пильные известняки в Причерноморье), керамического и цементного сырья и др. Встречаются месторождения природных минеральных пигментов, медистых песчаников и многих других.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ПЕРИОД

Несмотря на кратковременность геологической истории четвертичного периода (около 1 млн. лет) произошли крупные изменения в физико-географической обстановке: претерпел эволюцию рельеф, менялись контуры морских бассейнов, наблюдались изменения в процессах осадконакопления, в развитии растительного и животного мира.

Огромное влияние на развитие ландшафтов оказало плейстоценовое оледенение. При составлении настоящего Атласа принята точка зрения многократности четвертичного оледенения — смены ледниковий и межледниковий.

Для четвертичного периода было составлено пять литолого-палеогеографических карт масштаба 1 : 7 500 000, пять схем растительных зон масштаба 1 : 25 000 000 и схема развития позднечетвертичного оледенения на северо-западе Русской равнины. Подобные карты составлены впервые и поэтому они не лишены недостатков. Вопросы, возникающие при рассмотрении карт, разъясняются в настоящей объяснительной записке, написанной коллективом авторов.

ПРИНЦИПЫ СОСТАВЛЕНИЯ ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ КАРТ

Литолого-палеогеографические карты для четвертичного периода составлены по тем же принципам, что и для более древних систем. Отличие рассматриваемых карт от карт для дочетвертичного времени заключается в том, что в основу их положен бóльший фактический материал. Вследствие этого карты для четвертичного периода более детальны в отношении нанесения границ и элементов древних географических ландшафтов. Поэтому для изображения рельефа используется значительно больше условных обозначений, чем это предусмотрено общей легендой.

Плейстоценовое оледенение является одной из центральных среди проблем палеогеографии четвертичного периода. Обобщение материалов показало, что кроме покровного материкового и горно-долинного оледенения в плейстоцене несомненно широким развитием пользовались в прибрежных районах морей Северного Ледовитого океана шельфовые ледники, занимавшие в эпоху максимального среднечетвертичного оледенения значительную часть севера Западно-Сибирской низменности и северо-востока Русской равнины. На картах для отдельных областей показан тип оледенения недостаточно ясный, где, по-видимому, сочетались материковые покровы с шельфовыми льдами и айсбергами. Для показа морей Северного Ледовитого океана в легенду были включены условные знаки паковых льдов и припая.

Реставрация криоизогипс ледниковых покровов произведена по методике, предложенной П. С. Вороновым. Криоизогипсы проведены на картах параллельно границам четвертичных ледниковых покровов. При построении криоизогипс за нулевые высоты условно принят уровень ложа ледниковых покровов вдоль их границ. Такого рода упрощение допустимо, так как абсолютные высоты данных точек поверхности ледникового ложа, соответствующего равнинам, очевидно, не превышали +200 м, +300 м и, следовательно, не могли внести заметных отклонений даже в контуры криоизогипсы +1000 м. Помимо фоновых условных обозначений, отражающих распределение различных типов акку-

муляции и денудации и штриховых знаков, используемых для изображения состава осадков, в легенде имеются внемасштабные знаки для изображения дюн, действующих и потухших вулканов, направления сноса обломочного материала, направления течения рек и разноса эрратических валунов и символы, указывающие места находок остатков флоры и фауны, и др.

Для составления карт выбраны наиболее характерные этапы, для освещения которых для всей территории СССР имелись достаточные фактические данные [время окского оледенения, время максимального развития среднеплейстоценового (днепровского) оледенения, микулинское межледниковье, время максимального развития позднеплейстоценового (калининского) оледенения и послеледниковье].

Несомненный интерес представляют также и другие этапы четвертичного периода (лихвинское межледниковье, одинцовское межледниковье, московское оледенение и др.). Но для составления таких карт недостаточно материалов. Поэтому в объяснительной записке содержатся сведения также и по палеогеографии важнейших этапов истории четвертичного периода, для которых карты не составлены.

Из выбранных пяти этапов наиболее сложным оказался раннеплейстоценовый в связи со слабой стратиграфической изученностью нижнечетвертичных отложений. Расчленение среднечетвертичных и верхнечетвертичных отложений для большинства районов СССР основывается на корреляции ледниковых и межледниковых горизонтов.

В сопоставлении отдельных региональных стратиграфических схем имеется много дискуссионных вопросов, но в отношении избранных для составления карт стратиграфических рубежей этого сказать нельзя, за исключением раннего плейстоцена. Аналогом днепровского, ледникового горизонта, развитого в Европейской части СССР, на территории Сибири считается самаровский горизонт. В горных районах этому горизонту по возрасту отвечают морены и эрратические валуны, развитые нередко вне современных речных долин на водоразделах и являющиеся следами «полупокровного» оледенения.

Микулинскому межледниковому горизонту в Западной Сибири соответствует широко развитый казанцевский горизонт. Что касается горных стран, то казанцевскому времени в большинстве случаев отвечает фаза значительного усиления эрозионного вреза.

С большей четкостью и обоснованностью сопоставляются в различных районах страны ледниковые горизонты, отвечающие фазе максимального развития позднеплейстоценового оледенения, оставившего многочисленные ярко выраженные следы в виде морен и краевых образований, сопровождаемых зандрами и отложениями приледниковых озер.

Из таблицы видно, что нижняя граница четвертичной системы проводится по подошве бакинских отложений в Каспийской области и их стратиграфических аналогов в других районах страны. Как отмечалось [41], четвертичная система в принятых границах в сущности имеет ранг не выше яруса единой шкалы, а следовательно, отдельные ледниковые и межледниковые горизонты, входящие в нее, должны иметь еще более низкий ранг.

При составлении карт авторы стремились конкретизировать временные срезы и осветить события, характерные для ледникового и межледникового времени отдельно. На трех картах сделана попытка показать обстановку, существовавшую во время максимального развития раннечетвертичного, среднечетвертичного и позднечетвертичного оледенения

КОРРЕЛЯЦИЯ УНИФИЦИРОВАННЫХ И РАБОЧИХ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ СХЕМ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ГЛАВНЕЙШИХ РЕГИОНОВ СССР

Единая стратиграфическая шкала				Европейская часть СССР и Урал (унифицированная схема)		Западная и Восточная Сибирь (унифицированная схема)			Средняя Азия (рабочая схема)	Бассейн Каспийского моря (рабочая схема)	Казахстан (рабочая схема)
Система	Основные подразделения			Подгоризонты и горизонты	Индексы межрегиональных горизонтов	Подгоризонты и горизонты		Индексы межрегиональных горизонтов	Стратиграфические комплексы	Разновозрастные отложения, слои „свиты“	„Свиты“
Четвертичная	Голоцен Q_{IV}	Современные отложения Q_{IV}		Современный Q_{IV}	Q_{IV}^{1-4}	Современный		Q_{IV}	Сырдарьинский, амударьинский, терекский, токмакский комплексы	Современные и верхненовокаспийские слои	Алмаатинская свита
										Нижненовокаспийские слои	
	Плейстоцен	Верхний Q_{III}	Верхнечетвертичные отложения Q_{III}	Осташковский Q_{III}^{os}	Q^4_{III}	Сартанский (второй верхнечетвертичный ледниковый)		Q^4_{III}	Голодностепский, дюшамбинский, бадахшанский, аличурский, кулкудукский, кассанский, аламединский комплексы	Верхнехвалынские отложения	
				Валдайский надгоризонт Q_{III}^{2-4} — Молого-шекснинский Q_{III}^{mch}	Q^3_{III}	Верхнечетвертичный ледниковый надгоризонт — Каргинский (второй верхнечетвертичный межледниковый)		Q^3_{III}			
				Валдайский надгоризонт Q_{III}^{2-4} — Калининский Q_{III}^{k}	Q^2_{III}	Верхнечетвертичный ледниковый надгоризонт — Зырянский (первый верхнечетвертичный ледниковый)	Зырянский (ньяпанский) подгоризонт	Q^2_{III}		Нижнехвалынские отложения	
							Межстадиал				
							Зырянский (онекский) подгоризонт				
				Микулинский Q_{III}^{mik}	Q^1_{III}	Казанцевский (первый верхнечетвертичный межледниковый)		Q^1_{III}			
		Средний Q_{II}	Среднечетвертичные отложения Q_{II}	Среднерусский надгоризонт — Московский Q_{II}^{od}	Q^4_{II}	Среднечетвертичный ледниковый надгоризонт (бахтинский, покровный)	Тазовский (второй среднечетвертичный ледниковый)	Q^4_{II}	Ташкентский, илякский, бартангский, подкулкудукский, афлатунский, джергаланский комплексы	Верхнехазарские отложения	Бороддайская свита
				Среднерусский надгоризонт — Одинцовский Q_{II}^{od}	Q^3_{II}		Мессовско-ширтинский (второй межледниковый)	Q^3_{II}		Нижнехазарские отложения	
				Среднерусский надгоризонт — Днепровский Q_{II}^{dn}	Q^2_{II}		Самаровский (первый среднечетвертичный ледниковый)	Q^2_{II}		Уруджикские слои ?	
				Лихвинский Q^1_{II}	Q^1_{II}		Тобольский (первый среднечетвертичный межледниковый)	Q^1_{II}			
		Нижний Q_I	Нижнечетвертичные отложения Q_I	Окский Q_I^{ok}	Q_I^2	Древнеледниковый (второй нижнечетвертичный)		Q^2_I	*Нанайский*, кулябский, восточно-памирский, айтымский, чаткальский и другие комплексы	Верхнебакинские отложения	Котур-булакская свита
				Беловежский Q_I^b	Q_I^1	Доледниковый (первый нижнечетвертичный)		Q^1_I		Нижнебакинские слои	
										Тюркянская свита	
Неогеновая	Верхний плиоцен	Апшерон		Выделение единых *горизонтов* преждевременно вследствие отсутствия надежной корреляции между разрезами ледниковых и внеледниковых областей		На горизонты не подразделяется		N_2^3	*Кепелийская* (бактрийская), полизакская, акджольская, шарпылдагская свиты	Апшеронские отложения	Хорогская свита

и на одной карте оптимальные условия позднеплейстоценового межледниковья. На карте послеледниковья отражены события, происшедшие за последние 10—12 тыс. лет. Необходимо отметить, что карта послеледниковья по принципам составления несколько отличается от остальных. Основное внимание при ее составлении было уделено отражению особенностей распределения голоценовых отложений океанов, морей и озер основных районов осадконакопления, для изображения которых разработана легенда, в общих чертах соответствующая легендам для всех других карт Атласа. Применение одинаковых условных обозначений позволяет сопоставить современные осадки с соответствующими или близкими им по составу древними осадочными породами.

Современные осадки морских и озерных водоемов подразделяются на основе классификаций Н. М. Страхова и Института океанологии [14], сопоставимых с классификацией осадочных пород.

Вулканогенные компоненты показаны либо в виде примеси пеплового материала к другим типам осадков, либо в виде вулкано-терригенных осадков разного гранулометрического состава.

Аутигенные минералы, отражающие физико-химические условия диагенеза в осадках, показаны на картах внемасштабными знаками. Важнейшими из них являются глауконит, пирит и гидротроилит, а также гидроокислы Fe и Mn (конкреции).

На карте послеледниковья показаны лишь важнейшие группы донных животных (по данным распределения живых организмов, а не их остатков в осадках). При этом из массовых представителей фауны каждого района отобраны преимущественно те, которые обладают твердым минеральным скелетом и поэтому имеют больше шансов сохраниться в ископаемом состоянии. Донные фораминиферы, сохраняющиеся в ископаемом состоянии, на карту не нанесены ввиду их повсеместного распространения в морских осадках. Донная фауна показана внемасштабными знаками; она присутствует почти везде, за исключением котловин с сероводородным заражением глубинных вод (Черное море). Но обширные пространства дна за пределами материкового склона в котловинах морей и особенно в океанах заселены фауной, представленной преимущественно формами, лишенными сохраняющихся в осадках твердых частей тела или с очень тонкими раковинами. В связи с этим можно предполагать, что аналоги современных глубоководных осадков, содержащих фауну такого состава, в древних осадочных толщах могут оказаться немыми или содержащими только микрофауну.

На карте, кроме основных ступеней подводного рельефа, специальными знаками показаны некоторые геоморфологические элементы (внешний край прибрежной отмели, внешний край подводных террас и других поверхностей выравнивания, подводные долины и каньоны, затопленные речные долины на шельфе, подводные вулканы, грязевые вулканы, подводные оползни).

Морские течения показываются на карте стрелками. На карте обозначены лишь поверхностные течения.

Граница распространения плавучих льдов является одновременно предельной границей распространения современных ледово-морских отложений.

Участки с отсутствием современных осадков (или зоны «неотложения») показаны по данным сбора проб с учетом особенностей подводного рельефа.

Данные о мощностях современных осадков в морях в одних случаях соответствуют всей послеледниковой эпохе, в других — лишь ее части или самому последнему этапу.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

В истории геологического развития территории СССР в четвертичное время выделяются четыре основных этапа: 1) раннечетвертичный (ранний плейстоцен), 2) среднечетвертичный (средний плейстоцен), 3) позднечетвертичный (поздний плейстоцен) и 4) послеледниковый или голоцен; этапам соответствуют четыре основные подразделения единой стратиграфической шкалы четвертичной системы: нижнечетвертичные, среднечетвертичные, верхнечетвертичные и современные отложения. Внутри первых трех по решению МСК выделяются ледниковые и межледниковые горизонты. Горизонтам в геохронологической шкале отвечают ледниковья и межледниковья.

РАННЕЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

Выше указывалось, что за нижнюю границу четвертичного периода принято начало бакинской трансгрессии Каспия, максимальному развитию которой отвечает раннечетвертичное (окское, миндель) оледенение. Доледниковый этап в этом случае охватывает отрезок времени от начала бакинской трансгрессии до начала окского оледенения, а ледниковый этап заканчивается первым среднечетвертичным (лихвинским) межледниковьем. Проведение нижней границы системы под бакинскими отложениями в Каспийской области не означает, что в других районах страны начало четвертичного периода определяется этим временем. Выявление аналогов бакинских отложений даже в близлежащих к Каспию областях весьма затруднительно. Поэтому при проведении границы этого периода учитывалось изменение климатических условий в раннем плейстоцене, вызвавшее похолодание во внеледниковой зоне и оледенение в северных районах и в горах (см. приложение 14).

Русская равнина. Доледниковье. Основные орографические элементы Русской равнины были заложены задолго до четвертичного периода, в течение которого на фоне преимущественно дифференцированного поднятия отдельные участки территории испытывали временные погружения, причем процессы эти развивались с разной скоростью и амплитудой. Поднятия сопровождались усилением эрозии и денудации, что привело на отдельных этапах развития рельефа платформы к частичному его выветриванию и заполнению долин и впадин наносами. Речная сеть равнины, которая пережила сложную историю, является унаследованной с переуглублением уже существовавших долин и заполнением их аллювием. На отдельных участках долин, под влиянием тектонических подвижек, наблюдались изменения направления течения рек и перехваты, что привело к тому, что часть крупных речных систем состоит из отрезков разного возраста. Глубина вреза речной сети к началу четвертичного периода достигала от 40—80 до 160 м. Флора в это время была уже близка современной, но сохранялись еще некоторые, ныне вымершие виды. На большей части территории произрастали хвойные леса, отличавшиеся от современных большим разнообразием видового состава. Вечнозеленые растения исчезли, появились холодостойкие элементы. На юго-востоке, отличавшемся засушливым климатом, были развиты саванны.

К началу четвертичного периода на юге Русской равнины приурочено развитие таманского фаунистического комплекса [53].

Раннечетвертичное ледниковье (окское). Следы раннечетвертичного оледенения Русской равнины в виде ледниковых и флювиогляциальных отложений известны преимущественно в ее средней полосе, вблизи южной границы распространения ледника. По их нахож-

дению в районе Лихвина на р. Оке оно получило название окского. От г. Львова граница его следует к северо-востоку, так как в бассейне Среднего Днепра ледниковые отложения сменяются флювиогляциальными. Отложения талых вод древнего ледника известны также в бассейне Средней Волги и на Каме. Морена окского оледенения встречена в депрессиях коренного рельефа в Белоруссии, в Литве, Смоленской области и Предуралье. Следы древнего оледенения на севере Русской равнины малочисленны и гипотетичны. Предположительно, установлено наличие древней морены в разных частях этой территории.

На востоке Русской равнины и вплоть до Москвы древнеледниковая морена отличается темно-серой окраской, глинистостью и господством мелких валунчиков осадочных пород. Состав валунов, ориентировка их в толще морены, наличие в ней моллюсков и фораминифер говорит о приносе морены с Новой Земли и шельфа Баренцева моря. Это подтверждают исследования В. А. Варсанофьевой в верховьях Камы, где нижняя морена содержит валуны осадочных пород, принесенных с запада и северо-запада. В средней полосе Русской равнины окская морена опускается в доледниковые долины, переуглубленные по сравнению с современными на 60—80 м.

Скандинавский ледник, оттесняемый Новоземельским, перемещался в сторону Предкарпатского прогиба, проникая далеко на юго-запад. На высших точках Восточных Карпат— Чарнагора — Говерла и др., — превышающих 1500 м, развивалось оледенение Подгале.

Основные крупные элементы донного рельефа Баренцева моря, несомненно, унаследованы от древнего этапа рельефообразования. Признавая существование нескольких орографических центров оледенения, окружающих шельф Баренцева моря, можно допустить в эпоху максимального распространения льдов слияние отдельных покровов с образованием единого Баренцевоморского щита, льды которого достигали края материковой отмели, где можно предполагать существование шельфовых и других ледников, характерных для современной Антарктиды.

В бассейне Печоры раннечетвертичное похолодание на определенных этапах приводило к смене морских условий на ледниково-морские.

Лед Новоземельского центра оледенения отклонялся в своем движении к юго-западу за счет системы субширотных впадин (южно-новоземельский и гусиный желоба). Юго-восточный край Новоземельского ледника граничил с мелководным морским бассейном, который покрывался шельфовым льдом.

Во внеледниковой области Русской равнины отлагались озерные и аллювиальные отложения высоких террас и красно-бурые суглинки на водоразделах и склонах. На Днестре этому времени отвечает V колкотовская терраса [106]. В слагающем ее гравии, у г. Тирасполя, обнаружены остатки млекопитающих (комплекс тираспольской фауны).

В Северном Приазовье и низовьях Дона к этому времени Г. И. Попов относит бакинские морские и лиманные слои с остатками фауны смешанного типа, которые свидетельствуют о том, что по долине Манычей осуществлялась связь Бакинского моря с Чаудинским озером — морем. Оно проникало в область современной суши по Рионской низменности и на Таманский и Керченский полуострова.

В области Каспия обширная бакинская трансгрессия оставила галечники, пески, ракушечники и глинистые осадки. В континентальных аналогах верхнебакинских отложений в Прикаспии найдены остатки млекопитающих тираспольского комплекса, а из растительных остатков споры и семена ольхи, ивы и хвойных северного типа [52]. Климат на юге Русской равнины был более суровый, чем современный.

Кавказ. В начале раннего плейстоцена на Кавказе начались мощные поднятия, создавшие основу современного горного рельефа, вызвавшие резкое усиление эрозионных процессов. Возникли области альпийского рельефа и сократились площади древних поверхностей выравнивания. Однако высота и ширина хребтов были значительно меньше современных. Из высокогорных областей Большого и Малого Кавказа выносились огромные массы грубообломочного материала, который отлагался в предгорных областях в виде обширных аллювиально-пролювиальных конусов выноса, шлейфов и террас. Одновременно с поднятием гор по периферии хребров, в предгорных прогибах и в межгорных впадинах происходили интенсивные опускания, заполнявшиеся мощными молассовыми толщами. Наряду с общим сводовым поднятием крупнейших мегаантиклинориев и расширением горных областей, шло развитие складчатых структур низших порядков, особенно по периферии крупных горных сооружений.

Вулканическая деятельность проявлялась в районе Эльбруса и на Казбеке. Значительные лавовые излияния произошли в западной части Главного хребта, в Самсарском и Сомхетском хребтах, к западу и востоку от Алагеза, а также в Карабахском нагорье.

Во второй половине раннего плейстоцена наступило резкое похолодание, что привело к оледенению западной части Большого Кавказа. Это оледенение было, видимо, синхронным с окским Европейской части СССР и миндельским оледенением Западной Европы. Сведения о раннечетвертичном оледенении Малого Кавказа, а также восточной части Главного Кавказского хребта отсутствуют.

Вопрос о соотношении оледенений Кавказа и Русской равнины с регрессиями и трансгрессиями Черного и Каспийского морей еще не решен. Наиболее распространена точка зрения о соответствии оледенений регрессиям, а межледниковий — трансгрессиям в Черноморском бассейне. П. В. Федоров [159] считает, что в связи с похолоданием и оледенением гор уменьшилось испарение, что вызвало увеличение стока и трансгрессию в Каспийском бассейне. Поэтому, хотя начало оледенения характеризуется еще регрессией, но во время максимума и в конце оледенения развивалась трансгрессия. В бассейне р. Куры позднебакинская трансгрессия распространялась до Мингечаура, где в то время находилась дельта р. Куры, дельта Аракса располагалась ниже устья р. Карасу. Позднебакинская трансгрессия охватила значительную часть Прикаспийской низменности и распространилась почти до Моздока и Прикумска. По мере приближения к горам аллювиально-морские равнины переходят в предгорные наклонные аллювиально-пролювиальные равнины и флювиогляциальные террасы Кубани и Терека.

Урал. К началу четвертичного периода Урал как крупный орографический элемент, отделявший Русскую равнину от Западно-Сибирской низменности, уже существовал, хотя высоты его были меньше, чем современные. На Полярном Урале, по-видимому, существовал центр оледенения, питавший ледниками районы шельфового оледенения Печорской и севера Западно-Сибирской низменностей. Ледники Полярного Урала, по-видимому, не распространялись к югу от 64° с. ш. Остальная часть Урала оледенению не подвергалась.

В предгорных районах Южного Урала к югу от 56° с. ш. происходило формирование лёссовидных суглинков, возникновение которых связано с условиями перигляциальной зоны. Наиболее широкое развитие они имели к западу от Южного Урала, где они слагают верхние горизонты общесыртовой свиты. Растительность в перигляциальных областях Урала была бедная — типа лесотундры. В верхних горизонтах

общесыртовой свиты найдены остатки представителей тираспольского фаунистического комплекса.

Западная Сибирь. Доледниковый этап — время низкого положения уровня моря. Бурением в последние годы в низовьях Оби и Енисея вскрыта сеть древних ложбин с отметками днища от 150 до 370 м ниже уровня моря. Эти долины к северу от 62° с. ш. следуют параллельно современным руслам Оби, Пура и Енисея, имеют ширину до сотни километров и глубину от 200 до 400 м. На дне долин залегают маломощные пески и галечники. На шельфе Карского моря установлены древние, деформированные тектоническими движениями уступы — береговые линии (?) на глубинах около 500 и 200—300 м, а на глубине около 300 м намечается древнее устье р. пра-Оби. Современный шельф Карского моря был прибрежной равниной. Рельеф северной половины Западно-Сибирской равнины в доледниковое время был сильно расчлененным. Широтная орографическая ось проходила по Демьянско-Васюганскому валу. План речной сети отличался от современного. Наиболее низменная часть равнины, простиравшаяся от Тобола до современных предгорий Алтая и Салаира, либо представляла бессточную, сильно обводнявшуюся впадину, либо имела сток на юго-запад через Тургайский пролив. Из сквозных долин существовала лишь долина Енисея, сформировавшая в это время 140-метровую худоноговскую террасу в верхнем течении и завальноярскую свиту в среднем. Река Обь существовала лишь в своем низовье, ее истоки находились на Урале.

Остатки млекопитающих, пресноводных моллюсков, растений, а также литологические данные указывают на то, что климатические условия в доледниковый этап были более благоприятными по сравнению с современными. Граница лесной и лесостепной зоны примерно соответствовала современной. Во вторую половину раннечетвертичного времени произошло погружение северной части Западно-Сибирской, Печорской и Таймырской низменностей, вызвавшее трансгрессию на юг, что привело, в условиях прогрессирующего похолодания, к горному оледенению Северного Урала, Путорана и Таймыра. Обводненность юга Западной Сибири в связи с повышением уровня моря примерно до отметок +80 м еще более увеличивалась. Периодически разливы талых и речных вод образовывали обширные временные водоемы.

В ледниковой зоне известны мореноподобные суглинки полуйской (низовье Оби), шайтанской (низовье р. Сев. Сосьвы), баихинской (бассейн р. Турухан) и подкаменно-тунгусской (Енисейская впадина) толщ. По отсутствию сортировки и слоистости, наличию «взвешенного» обломочного материала, прослоек ленточных глин, и другим признакам они описываются как отложения ледникового ряда (И. В. Рейнин, В. И. Гудина, В. А. Зубаков и др.). В полосе между 64 и 67° с. ш. эти отложения могут быть отнесены к ледниково-морским, так как содержат бедный комплекс плейстоценовых донных фораминифер с арктическими и бореально-арктическими видами [59]. В средней полосе Западно-Сибирской равнины между 61 и 56° с. ш. полуйский горизонт представлен «сизыми суглинками», содержащими березово-травянистый спорово-пыльцевой спектр [52] с субарктическими и северотаежными формами. В южной степной зоне Западно-Сибирской равнины полуйский горизонт образован монотонными пылевато-алевритистыми осадками («окаменелые илы»). Наличие в орестнинских глинах в пределах современной степной зоны растительных остатков северотаежной растительности и полное исчезновение элементов широколиственной флоры указывает на существование в это время на юге Западной Сибири лесостепей северного типа, переходящих севернее в тундры. Немногочисленная фауна млекопитающих полуйского горизонта имеет много общего с таманским

фаунистическим комплексом. Однако в верхах «синих глин» Степного Приобья найдены остатки тираспольского фаунистического комплекса.

Средняя Азия. В первую половину раннечетвертичного времени, после кратковременного замедления поднятия, выразившегося местами в образовании локальных поверхностей выравнивания и в появлении мелкоземистых осадков [86], наступила фаза интенсивных тектонических движений. Поднятие, в которое были вовлечены окраины межгорных впадин с мощными накоплениями неогеновых пролювиальных конгломератов, сопровождалось расчленением горных хребтов, углублением долин и выносом в предгорья и межгорные впадины мощных песчано-галечных отложений. По-видимому, за весь раннечетвертичный этап горы поднялись на 400—500 м, достигнув в среднем 2500—3000 м. На хр. Академии Наук в Центральном Памире, массиве Хан-Тенгри на Тянь-Шане высота гор, по мнению некоторых авторов [163], доходила до 5000 м.

Вопрос о раннечетвертичном оледенении в горах Средней Азии не ясен. Большинство исследователей не находят следов оледенения, однако не отрицают возможности его существования. Н. Н. Костенко [86] и др. к моренам и флювиогляциальным отложениям раннеплейстоценового оледенения в горах Южного Казахстана относят валунно-галечные плохо сортированные накопления, выполняющие продольные внутригорные впадины и долины, а также слагающие предгорья.

Более определенные данные о раннечетвертичном оледенении получены в последние годы для Памира в результате исследований В. А. Васильева, В. В. Лоскутова, А. К. Трофимова, О. К. Чедия и др. По их представлениям, в раннечетвертичное время на Восточном Памире оледенение имело полупокровный характер. Сплошным ледяным покровом была заполнена мульда оз. Кара-Куль. Мощные ледники выполняли Аличурскую долину, Салангурскую впадину, долину р. Аксу и др. На Западном Памире вследствие большой расчлененности рельефа преобладали долинные ледники, превышающие в два-три раза современные. Морены, оставленные ими, лежат на остатках днищ древних трогов, находящихся сейчас на высоте от нескольких сотен метров до 2 км над современным тальвегом. Раннечетвертичный возраст описанных моренных отложений обосновывается увязкой, подтверждается данными, полученными в результате корреляции их в долинах Западного Памира и Дарваза с раннечетвертичными аллювиально-пролювиальными и озерными осадками кулябского комплекса Таджикской депрессии. Последние же отнесены к раннему плейстоцену на основании остатков млекопитающих, сопоставляемых с кошкурганским — тираспольским фаунистическим комплексом и находок раннепалеолитических орудий шелльской культуры [135]. Таким образом, для второй половины раннечетвертичного времени характерно развитие значительного оледенения только на Памире.

Ограниченные по размерам ледники покрывали хребты Северного Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау. Выделить доледниковый и ледниковый этапы раннечетвертичного времени на равнинах запада Средней Азии, так же как и в межгорных впадинах, не удается. Весьма предположительно можно сопоставлять нижние, преимущественно грубообломочные галечно-конгломератовые горизонты аллювиально-пролювиальных накоплений с первой «доледниковой» половиной раннего плейстоцена, тогда как верхнюю часть разреза с преобладанием лёссовых пород относить ко второй — ледниковой половине. Прослои «шохов», т. е. окаменевших лёссов в доледниковых галечниках, дают основание некоторым исследователям (Турбин и др.) предполагать наличие еще

одного более древнего «кунгейского» оледенения, синхронного позднеплиоценовому — «гюнцскому».

В Прикаспийских районах в раннечетвертичное время развивалась трансгрессия бакинского моря. В западной части Каракумов в море впадала пра-Амударья. Бакинской трансгрессии предшествовало накопление пролювиально-делювиальных суглинков, песков и галечников тюрканской свиты [159], которую условно можно сопоставить с доледниковым этапом раннечетвертичного времени. Во время бакинской трансгрессии, развивавшейся в две фазы, во впадинах Кара-Шор и Кумсебшен накапливались озерные песчано-галечные осадки небольшой мощности, выделенные под названием кумсебшенской свиты, содержащей остатки моллюсков. В пределах Арало-Сарыкамышской депрессии могли сохраняться небольшие остаточные замкнутые озера повышенной солености, хотя достоверных следов их не установлено.

Сухой и жаркий климат первой половины раннего плейстоцена на равнинах запада Средней Азии (господство ксерофитов) обусловил развитие на освободившихся из-под Апшеронского бассейна пространствах эоловых процессов. Во вторую половину раннечетвертичного времени наметилось некоторое увлажнение климата (уменьшение пыльцы степной растительности и увеличение пыльцы лесной растительности), связанное, вероятно, с оледенением в горах и увеличением обводненности рек.

Речная сеть горных районов Средней Азии в целом сохраняла очертания, унаследованные с плиоцена. В Ферганской впадине блуждала пра-Сырдарья, формировавшая вместе с притоками аллювиальную равнину. В ряде мест произошли перехваты верховьев некоторых рек, примером чего может служить перехват древним Сохом верховьев пра-Зеравшана [105]. В среднем течении пра-Чу, на месте современного песчаного массива Муюнкумов и в Балхаш-Алакульской впадине, существовали обширные пресные проточные озера [87]. На Памире в раннем плейстоцене не существовало еще меридионального колена Пянджа. Нынешние правые притоки этой части Пянджа — реки Ванч, Язгулем, Бартанг, Гунт и др., так же как верховья современного Пянджа с р. Памир, стекали на запад-юго-запад [105]. Пра-Амударья к северу от Термеза поворачивала на запад по депрессии Каракумов, принимая справа пра-Зеравшан, а слева — пра-Мургаб и пра-Теджен.

Сложным является вопрос о палеогеографическом развитии оз. Иссык-Куль и других горных озер Тянь-Шаня. Во время оледенений водная масса в Иссык-Куле увеличивалась в связи с похолоданием и увеличением влажности. На правом берегу р. Чу, у входа ее в Боомское ущелье, обнаружены древнеозерные суглинки, прослеженные на высоте от 127 до 160 м над рекой. Раннечетвертичный возраст суглинков установлен по нахождению в них остатков большерогого оленя, отпечатка листа позднетретичного — раннечетвертичного папоротника и четвертичных остракод. У восточного окончания озера в раннечетвертичных озерных песчано-глинистых осадках были найдены остатки пресноводных гастропод.

Центральный Казахстан. В раннечетвертичное время территория Центрального Казахстана испытывает поднятие. В бассейне р. Ишима формируется нижний горизонт толщи покровных суглинков. Снос материала в Тенизскую впадину происходил со склонов Кокчетавской возвышенности с широкого Сарысу — Тенизского водораздела, что привело к возникновению обширной наклонной равнины делювиально-пролювиального происхождения, переработанной эоловыми процессами. В восточной части Тенизской впадины возникли долины северо-восточного простирания со стоком на север.

Восточный Казахстан и юг Сибири. В раннечетвертичное время в районе Иртыш-Балхаш-Алакульского междуречья располагалась денудационная равнина высотой 300—500 м, местами расчлененная на отдельные холмы и гряды. Здесь формировались песчано-конгломератовые делювиально-пролювиальные накопления, которыми образованы шлейфы верхнегобийских отложений, а также пески и галечники, располагавшиеся на днищах долин и частично слагающие высокие террасы.

Продолжающееся поднятие Южного и части Центрального Алтая привело к возникновению среднегорных хребтов. Остальная территория была представлена низкогорьем, резко обрывавшимся на севере по разлому к Бийско-Барнаульской впадине. На Алтае тектонические движения стали более интенсивными. Все основные долины Алтая имели врез до 500—800 м, причем глубина эрозионного расчленения Южного Алтая была меньше, чем Горного. Во внутренних впадинах отлагались делювиально-пролювиальные и аллювиальные отложения мощностью до 80 м (башкаусская свита, верхнебийский горизонт). На Саур-Тарбагатайском поднятии возникло среднегорье с древними выровненными поверхностями и внутригорными впадинами, а в предгорьях появились шлейфы верхнегобийских конгломератов. Известковистый цемент конгломератов и развитие пролювия свидетельствуют о сравнительной сухости климата. В Бийско-Барнаульской впадине накапливались мелкозернистые отложения кочковской, возможно, низов краснодубровской свит.

Тектонические движения создали сводообразное низкогорное поднятие Кузнецкого Алатау, а на юге — среднегорное.

Западный Саян был расчлененной низкогорной страной с отдельными линейно вытянутыми среднегорными хребтами с поверхностями выравнивания. Часть долин уже имела современный облик. Относительные превышения местами достигали 600—800 м. Такой же тип рельефа может быть восстановлен в Туве, где запад Танну-Ола поднялся уже на высоту более 2000 м, а восток достиг 800—900 м. Центральная и Южная Тува принадлежали к области опускания, в которой отлагались красно-бурые делювиально-пролювиальные суглинки. Восточный Саян представлял монолитное среднегорное поднятие с широким развитием поверхностей денудации. Расчленение достигало 800 м. В областях интенсивных тектонических движений, вероятно, проявлялась вулканическая деятельность и небольшое оледенение.

В долине Енисея и в Минусинской котловине накапливались песчано-глинистые и галечные аллювиально-озерные отложения. Вынос материала осуществлялся из горных районов Саяна и Кузнецкого Алатау. Озеро Зайсан было смещено к северо-востоку. Большое озеро существовало также в Минусинской впадине. Ряд более мелких проточных озер можно предполагать и в других впадинах.

Новые данные по составу рыхлых отложений, их фаунистической и спорово-пыльцевой характеристике, по анализу рельефа и коррелятных ему отложений не подтверждают наличия предполагавшегося раннеплейстоценового оледенения. Можно предположить существование достаточно теплого климата с неравномерным распределением атмосферных осадков: часть территории находилась в зоне увлажнения, а другие районы испытывали засуху. Условно о раннеплейстоценовом оледенении можно говорить лишь для центральной части Восточного Саяна, где отмечается наличие штрихованных валунов и мореноподобных толщ среди вулканогенных образований. Отсутствие оледенения в большинстве горных районов Южной Сибири объясняется высокими средними температурами (отмечаемое в ряде районов похолодание, судя по мио-

спорам, было не столь значительным, чтобы вызвать оледенение), южным положением территории (47—54°) и сравнительно небольшой высотой (до 2000 м) рельефа.

В растительном покрове уже существовала вертикальная зональность. Равнинные пространства предгорий и межгорных депрессий были заняты преимущественно сухими степями и реже лесостепями, а горные массивы — лесами, в составе которых существенную роль еще играли реликты неогеновых форм; широколиственные породы (дуб, вяз, лещина) были широко распространены среди сосново-березовых лесов. Основными представителями животного мира были лошади, верблюды, слоны и др.

Восточная Сибирь. В бассейне р. Лены к раннечетвертичному времени относятся два террасовых уровня: более древний — черендейский и более молодой — тустахский. Речные долины черендейской эпохи имели хорошо выработанный продольный профиль. Отличительной особенностью черендейских галечников является превосходная окатанность галек. По-видимому, из отложений черендейской террасы происходят остатки южного склона из окрестностей г. Вилюйска. Галечники более низкой — тустахской террасы более разнообразны по составу. Очевидно, в тустахское время р. Лена значительно расширила свой бассейн частично за счет перестройки речной сети и перехватов. Обломочный материал хуже окатан; встречаются крупные валуны. К концу тустахского времени, видимо, намечается некоторое похолодание. Долины Лены и Вилюя проходили ближе друг к другу, чем в настоящее время. Остатками долины пра-Вилюя являются галечные поля рек Мархи, Тюнга, Линде и др. Глубина вреза раннечетвертичных долин в черендейскую эпоху не превышала в среднем 40—50 м, а в тустахскую эпоху достигала 180 м.

В долине Нижней Тунгуски позднеогеновые и раннечетвертичные террасы прослеживаются на значительном протяжении, что указывает на большую ее древность. Подкаменная Тунгуска, видимо, образовалась за счет более поздней перестройки неогеновых речных долин, расположение которых существенно отличалось от современной гидросети. Верховья Нижней Тунгуски также претерпели значительную перестройку. Врез речных долин в бассейнах Нижней и Подкаменной Тунгусок достигал 200 м.

Орография Восточной Сибири в раннечетвертичное время испытала значительные изменения. Можно предполагать, что почти вся площадь Сибирской платформы превратилась в низкое плато, сильно расчленявшееся. Более резкие поднятия намечаются на месте гор Путорана, Вилюйских гор, Енисейского кряжа, а также на севере Алданского щита. Доминирующее высотное положение сохраняли прибайкальские хребты. Верхоянская область имела облик сильно выровненного низкогорья.

В среднем течении Лены раннечетвертичному времени отвечают нижний подъярус тустахской террасы (грубые валунные галечники) и валунники, выстилающие днище переуглубленной Ленской долины, перекрытые песками среднечетвертичной бестяхской свиты. В верхнем течении Лены к ним относится паледуйская свита конгломератов и валунников флювиогляциального типа. В окрестностях Киренска им соответствуют ленточные глины и шоколадные морены с исштрихованными валунами. В дельте Лены под среднечетвертичной булукурской свитой залегают валунники и галечники с обломками пород таймырского и анабарского происхождения и черные морские илы с глыбами протерозойских гнейсов и известняков, покрытых эоловым кружевом. Характер отложений говорит о слабом оледенении горных областей Таймыра и

о разносе плавающими льдинами валунов и отторженцев скал, принесенных ледниками, спускавшимися в море. В бассейне Енисея раннечетвертичные террасы располагаются на разных высотах, что свидетельствует о резко дифференцированных движениях. В низовьях Нижней и Подкаменной Тунгуски галечники залегают в глубоких эрозионных врезах, а в их верховьях те же галечники подняты на значительную высоту. Таким образом, в конце раннечетвертичного времени многие речные долины бассейнов Енисея, Лены (включая ее верхнее течение) были переуглублены.

Наиболее интенсивно тектонические движения проявились в южном горном обрамлении платформы. В пределах Витимо-Патомского нагорья высоты могли достигать 2000 м; здесь намечаются небольшие узлы горно-долинного оледенения. Высокоподнятым оказывается Таймыр. Крупные локальные поднятия, с которыми связано развитие ледниковых покровов, намечаются в районе Путорана, Анабарского щита и в северной части Енисейского кряжа.

Гидрографическая сеть испытывает существенную перестройку. Возможно, в это время сформировалась система правых притоков Нижней Тунгуски. Лена в приустьевой части поворачивала на запад, обходя широтный барьер (хребты Чекановского и Прончищева) и принимая в себя слева р. Оленёк.

Зональность в распределении растительности, наметившаяся в послеэоценовое время, в конце раннечетвертичной эпохи стала более отчетливой. Скудные остатки флоры свидетельствуют об умеренно холодном климате. Характерные представители фауны — слон Вюста (р. Вилюй).

Палеогеографическая обстановка эпохи оледенения слабо изучена. Отличительные особенности ее определяются: 1) интенсивными движениями, охватившими платформу и ее горное обрамление; 2) значительным похолоданием, которое началось в тустахское время, и развитием горно-долинного оледенения в пределах южного горного пояса и на платформе; 3) перестройкой гидрографической сети, которая впервые получает облик, близкий к современному.

Прибайкалье и Забайкалье. В раннечетвертичное время Забайкалье представляло собой низкогорье с отдельными среднегорными хребтами. Границы оз. Байкал значительно отличались от современных. По данным Б. Ф. Лута, существовала лишь южная и небольшая часть северной впадины Байкала, которые были разделены перешейком. На среднегорных хребтах Восточного Прибайкалья и Южного Забайкалья местами сохранялись поверхности выравнивания. В верховьях р. Хара-Мурин горные хребты сливались со средневысотными плоскогорьями, бронированными базальтовыми покровами. В глубоких впадинах байкальского типа формировались озерно-аллювиальные отложения. Низкие горы (700—800 м) располагались в Селенгино-Олекминском междуречье и в Восточном Забайкалье. В Патомском нагорье они отличались широким развитием поверхностей выравнивания. На Селенгино-Олекминском междуречье и в Восточном Забайкалье возвышались плосковершинные хребты, разделявшиеся кулисообразно расположенными внутригорными впадинами. В среднем течении р. Витим и в долине р. Джиды начавшаяся в плиоцене вулканическая деятельность несколько ослабла.

Речная сеть в Забайкалье приближалась к современной и состояла из крупных рек, аккумулировавших песчано-галечные отложения кантильской свиты. В начале четвертичного времени произошло оживление тектонических движений. Поднятия с амплитудой до 1000 м охватили горные районы, а погружения до 300—350 м — внутригорные впадины.

Равнинные области среднего течения р. Онона и Приаргунья поднимались на 200—300 м лишь по окраинам Далайнорской депрессии. В Забайкалье произрастали леса из широколиственных и хвойных пород калифорнийского типа. К концу этого времени почти полностью исчезли реликты плиоценовой растительности. Судя по растительности, климат сначала был теплым и влажным, к концу раннечетвертичного времени сменившийся более холодным.

Северо-Восток. В позднем плиоцене на Северо-Востоке тектоническая активность оживилась, обусловив поднятие страны, омоложение и расчленение рельефа.

Верхоянская горная область и Приверхоянье подверглись поднятию и расчленению. Сформировался низко- и среднегорный рельеф. Накопление осадков происходило на Усть-Алданской озерно-аллювиальной равнине. Был резко расчленен и поднят рельеф горной системы Черского. Неравномерными, резко дифференцированными тектоническими движениями была обусловлена перестройка древнего речного стока на современные направления, в ряде районов секущие морфоструктуры вкрест простирания. При этом имели место частые случаи заложения рек по разрывам, антецедентные врезания, прорывы и перехваты. Глубина эрозионного доледникового вреза в долине р. Колымы составила 200—250 м, в долине р. Индигирки до 500 м.

Почти полное отсутствие в Охотско-Чукотской горной области нижнечетвертичных отложений указывает на преобладающее значение поднятий. К этому времени относится формирование денудационных равнин и выработка в них современных речных долин. В Корякской горной области началось формирование современного резко расчлененного рельефа на фоне оживления вулканических процессов. Продукты вулканической деятельности погребли под собой среднеплиоценовую поверхность выравнивания.

Повсеместно развившиеся поднятия привели к осушению современного мелководного шельфа в Охотском и Беринговом морях. Суша распространялась в то время к югу от современного северного побережья Охотского моря примерно до 54° с. ш. Вполне вероятно расположение здесь точечных вулканов, с деятельностью которых было связано накопление вулканических пеплов в Хасынской, Уптарской впадинах и на других участках современного побережья. Суша располагалась на месте *Анадырского залива, всей северо-восточной части Берингова моря*, а также узкой полосой тянулась вдоль Корякского побережья. Контур береговой линии Берингова моря был близким к современному очертанию подводного материкового склона. Во вторую половину раннечетвертичного времени на северо-востоке Берингова моря произошла трансгрессия, оставившая следы в виде террас на высоте 80—120 м в заливе Св. Лаврентия.

К северу от горной страны Северо-Востока располагалась обширная аккумулятивная равнина; берег моря находился к северу от Новосибирских островов. На равнинах откладывался песчано-галечный аллювий (омолойская толща), выносимый реками из области поднимавшихся Верхояно-Колымских гор.

Наименьшие погружения испытала территория, тяготеющая к низовьям рек Яны и Омолоя, где имеются выходы верхнеплиоцен-нижнечетвертичных отложений. Наибольшему опусканию подверглась Колымская низменность, Ожогинская и Зырянская впадины, в которых нижнечетвертичные осадки опущены на глубину до 280 м. В раннечетвертичное время произошло похолодание; в лесах исчезли широколиственные породы и господствовали хвойные и березовые леса. Среди млекопитающих появился шерстистый носорог. Следов раннечетвертичного

оледенения на Северо-Востоке не обнаружено. По сравнению с этапом выравнивания горная страна поднялась на 300—500 м, т. е. в своих наивысших точках достигла абсолютных отметок 2200—2400 м.

Дальний Восток. *В раннечетвертичное время в горных районах* продолжались воздымания. По периферии горных систем накапливались галечники и пески суйфунской, приамурской, устьамурской, белогорской и аргинской свит. Поднятия охватили и районы депрессий. В Верхне-Зейской и Амуро-Зейской депрессиях начался эрозионный врез в неоген-нижнечетвертичные отложения зейской серии. На востоке преобладали деформации сводового характера, осложненные разломами, а на западе проявились разрывные нарушения с образованием блоков (хребты Тукурингра и Джагды). С крупными разрывами на Сихотэ-Алине, в Комсомольском районе, Буреинском хребте и Малом Хингане связаны излияния базальтов верхней части совгаванской свиты, образовавших обширные плато, а также пирокластический материал, создавший шлаковые конусы Синдинского, Иманского, Бикинского и других вулканов. Рельеф был близок к современному, так как все крупные его элементы заложились в миоцене и в дальнейшем развивались унаследованно.

Первая половина раннечетвертичного времени характеризовалась климатом более суровым, чем в плиоцене, но более теплым, чем современный. По мнению ряда исследователей, древняя речная сеть существенно отличалась от современной. Реки Верхне-Зейской и Амуро-Зейской депрессий объединялись единой речной системой р. пра-Зеи*, которая текла на юг; пра-Амур протекал по Среднеамурской депрессии. Севернее протекали самостоятельные реки пра-Уда и пра-Амгунь, впадавшая в Охотское море. Водораздел Сихотэ-Алиня располагался восточнее современного. Растительность была близка к современной юга Приморья, но более теплолюбивая. Это была тайга уссурийского типа с реликтовыми элементами: тсугой, магнолией, ликвидамбаром.

Во вторую половину раннего плейстоцена очертания суши значительно изменились в результате обширной регрессии и продолжающихся поднятий восточной окраины Азиатского материка. В центральной части Охотского моря существовали низменные острова. Остров Сахалин соединялся с материком и, по-видимому, с о-вом Хоккайдо. Лишь в южной части Сихотэ-Алиня береговая линия отступила в сторону моря на несколько десятков километров. Продолжающиеся поднятия горных районов и регрессии дальневосточных морей привели к усилению контрастности рельефа и увеличению абсолютных высот. Водораздельные части Баджальского, Буреинского, Ям-Алиня, Эзопа, Станового, Джугджура и других хребтов поднимались выше 3000 м, Верхне-Зейская и Амуро-Зейская депрессии подверглись небольшому поднятию, а впадины Приамурья и Западного Приохотья были охвачены слабыми прогибаниями. Пра-Зея текла на юг, в Желтое море. На месте Татарского пролива была суша.

Произошло похолодание, что устанавливается обеднением палинологических комплексов миоспор и исчезновением пыльцы широколиственных растений и реликтов неогеновой флоры. В устье р. Кирана (Прибрежный хребет) обнаружена морена раннечетвертичного (или более раннего) киранского оледенения. Другие исследователи считают ее древним аллювием. В описываемое время преобладали смешанные елово-березовые леса с участием ольхи, местами (на юге) с примесью лещины и вяза.

---

*Другие исследователи полагают, что речная сеть уже была близка к современной и отрицают сток пра-Зеи на юг [118].

Сахалин. Среднегорные гряды с поверхностями выравнивания протягивались на Сахалине, так же как и теперь, двумя меридиональными полосами — западной и восточной. Долины рек располагались преимущественно продольно, согласно с древними складчатыми структурами и линиями региональных нарушений. В районе п-ова Ламанон существовал очаг вулканической деятельности. Излияния базальтовых и андезито-базальтовых лав начались здесь еще в плиоцене. В заключительную фазу внедрились дацитовые экструзии, сохранившиеся в виде крупных конических вершин. Вулканические плато распространялись, по-видимому, далеко на восток и излияния лавы могли подпруживать речные долины, затрудняя их сток в Японское море. Центральная депрессия Сахалина дренировалась пра-Поронаем, который впадал в море вблизи края материковой отмели. Северная часть Сахалина представляла обширную денудационную равнину. Судя по изгибам террас в речных долинах, антецедентно-пересекающих возвышенность, процесс роста этих структурных форм продолжается до сих пор. Вследствие этого оказался затрудненным сток поперечных рек и в центральной части Северного Сахалина возникли крупные озера.

Курильские острова, так же как и Сахалин, занимали значительно большую площадь. Предполагается, исходя из общего высокого стояния суши, существование здесь двух параллельных цепей. Курилы разделялись проливом Буссоль на две части. Северная часть сливалась с Камчаткой, южная — с Хоккайдо. В пределах западной гряды действовали вулканы центрального типа, лавы которых перекрывали породы неогена, а в депрессиях происходила аккумуляция речного аллювия.

Камчатка. Основной каркас раннечетвертичного рельефа Камчатки составляли среднегорные хребты. В Малкинском хребте большие площади занимали древние поверхности выравнивания. Распределение горных возвышенностей контролировалось крупными дизъюнктивными нарушениями. Очаги вулканических извержений располагались в восточных и северных районах полуострова. Области аккумуляции тяготели к зонам западного побережья и Срединного Камчатского дола. Равнины вдоль восточного побережья Камчатки располагались в районе Петропавловска, Кроноцкого залива и Камчатского полуострова. Срединный Камчатский дол протягивался на северо-восток, пересекая площадь, занятую сейчас вулканами Ключевской группы, и открывался в Берингово море у Карагинского залива. Командорские острова отделялись узким проливом от Камчатки. Острова Беринга и Медный образовывали единую низкогорную сушу.

Наметившееся еще с конца миоцена похолодание климата продолжалось и в раннем плейстоцене. На смену вечнозеленым пришли хвойно-широколиственные, а в более северных районах — хвойные и смешанные леса. Несмотря на общее похолодание, среднегодовые температуры все же оставались выше современных.

СРЕДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

В Европейской части СССР и в Сибири внутри этого этапа выделяются два оледенения и два межледниковья. В остальных районах средний плейстоцен или делится на две части — межледниковую и ледниковую, или же рассматривается как единое целое. Важнейшим событием рассматриваемого отрезка времени является максимальное развитие оледенения. Существенное влияние на особенности процессов осадконакопления во внеледниковой зоне оказывала вечная мерзлота. Предшествующее первому среднечетвертичному ледниковью межледниковье было длительным и характеризовалось в большинстве районов усиле-

нием эрозионного вреза и формированием среднего комплекса террас в долинах рек (см. приложение 15).

Русская равнина. Первое среднечетвертичное межледниковье (лихвинское). В начале межледниковья наблюдался врез рек и некоторая перестройка гидрографической сети с выполнением ее аллювиальными и озерными осадками. Межледниковые листоватые мергели, залегающие между окской и днепровской моренами, были обнаружены в том же обнажении, что и окская морена на Оке у г. Лихвина. В межледниковой толще были найдены остатки бука, тисса, ясеня и теплолюбивых водных растений. Синхронные осадки были встречены в районе Москвы, на р. Оке, на Верхней Каме. Лихвинские отложения обнаружены в Припятском Полесье, в Латвии (р. Даугава, Курземский полуостров). Имеются указания на наличие лихвинских межледниковых отложений в депрессиях дочетвертичного рельефа на Онежско-Ладожском перешейке, на р. Свири и под Вологдой. На юге Русской равнины образовались черноземы, перекрытые впоследствии лёссами.

По рекам формировалась IV надпойменная терраса с палюдинами и остатками лесной фауны млекопитающих, обнаруженных в сингильских слоях на Нижней Волге. На среднем Дону отлагался аллювий III и IV надпойменных террас, в бассейне Нижнего Дона и по Манычу формировалась III надпойменная терраса, а на водоразделах — делювиальные красно-бурые суглинки.

Северные моря, омывающие Европейскую часть СССР, по-видимому, расширились.

В Черном море существовал слабосоленый древнеэвксинский бассейн с уровнем более низким, чем современный. Осадки этого бассейна с фауной дидакн и в опресненных фациях фауны палюдин распространены по всему северному побережью Черного и Азовского морей, образуя террасы, сложенные галечниками, конгломератами и песчаниками. Они сменяются песчано-ракушечной толщей с более солоноводной фауной, связываемой А. Д. Архангельским с узунларской трансгрессией, возникшей при проникновении в Черное море средиземноморских вод. Древнеэвксинское море соединялось через Манычский пролив с Каспием, который был охвачен раннехазарской трансгрессией. Оставленные ею террасы сохранились на Кавказском побережье.

В составе растительности лихвинского межледниковья В. П. Гричук [52] выделяет три зоны: 1) смешанных хвойно-широколиственных лесов, 2) смешанных широколиственно-хвойных лесов и 3) лесостепи с участием широколиственных пород.

Первое среднечетвертичное ледниковье (днепровское). Во время этого ледниковья Новоземельский ледник покрывал всю восточную часть Русской равнины. Скандинавский ледник проникал далеко к югу по депрессиям Днепра и Дона. Морена на востоке имеет глинистый состав, плотное сложение и включение мелких валунчиков, происходящих с Новой Земли, Тимана и с Большеземельской тундры. В области распространения Скандинавского ледника морена вскрыта только единичными скважинами. Льды двигались к югу и юго-востоку, направляемые грядой Ветреного пояса и впадиной Онежского озера, а мощный поток Кольского полуострова достигал р. Вятки, что установлено по валунам нефелиновых сиенитов.

Смешанный тип оледенения мог существовать в центральной части и по окраинам Баренцевоморского шельфа. В настоящее время нет данных, подтверждающих наличие морены днепровского оледенения на шельфе Баренцева моря, однако в донных колонках Арктического бас-

сейна четко фиксируется горизонт с повышенным содержанием грубообломочного материала.

На Карпатах на высоких горах развивалось субтатрское оледенение.

Во внеледниковой области в днепровское время формировался пятый сверху ярус лёсса, в который вклинивается днепровская морена [33]. В речных долинах накапливались пески и галечники III террасы, по Верхнему Дону — средняя часть аллювия IV террасы, на Днестре — верхний горизонт григориопольской террасы, на Нижней Волге, при спаде вод раннехвалынской трансгрессии, отлагались сингильские озерно-аллювиальные слои. Широкая приледниковая зона была охвачена процессами морозного выветривания и солифлюкции. Вся внеледниковая зона была заселена травянистой ксерофильной растительностью с участием полыней, лебедовых и эфедры.

Черноморский бассейн резко сократился, что вызвало понижение уровня на 200 м. Соединения с Каспием не было. В Каспии днепровскому оледенению отвечает конец раннехазарской трансгрессии и начало последующей регрессии.

Теплолюбивая фауна и флора в это время отступили далеко на юг, уступив место тундре; песец, белая куропатка и другие холодолюбивые животные заселили Причерноморье и Крымский полуостров. С началом отступания ледника тундровая зона постепенно сместилась к северу, а на ее месте возникли смешанные леса.

Второе среднечетвертичное межледниковье (одинцовское). Его отложения были впервые обнаружены в окрестностях пос. Одинцово, под Москвой, где они представлены глинами, несущими следы двух типов почвообразовательных процессов: черноземно-каштанового и подзолистого [115]. В них найдены остатки слона, лошади и овцебыка. На севере Русской равнины произошла северная трансгрессия; отложения ее найдены на Вычегде и Пезе. К одинцовскому межледниковью относится четвертая сверху погребенная почва, представленная подзолами и серыми лесными почвами на севере и красно-бурыми почвами и черноземами на юге Украины. В середине межледниковья тундровая растительность полностью исчезла на Русской равнине и в северные ее районы проникли хвойные леса, сменившиеся к югу хвойно-широколиственными и лесостепью [131].

Второе среднечетвертичное ледниковье (московское). Льды Скандинавского центра были настолько мощны, что перекрыли весь Кольский полуостров и часть шельфа Баренцева моря, смыкаясь с Новоземельским ледником, который не распространялся дальше северо-восточной половины Печорской низменности [175]. Ледниковый поток, бравший начало в финской Лапландии, направлялся к северо-востоку, но будучи отжат цепью горных массивов западной части Кольского полуострова менял направление на юго-восточное, сливаясь с более южным потоком. Онежский поток переносил валуны шокинского кварцита до бассейна Ветлуги. Территории, расположенные к западу, испытывали влияние льдов, поступавших из Скандинавии.

В средней полосе Русской равнины морена московского оледенения опускается в долины рек и залегает в цоколе III террасы. Глубина вреза рек к этому времени достигла 30—40 м. На водоразделах Дона, Оки, Десны, Волги и других рек отлагались бурые лёссовидные суглинки, покрывающие также и IV террасу, на Украине — четвертый сверху ярус лёсса. Широкое развитие получили криотурбации, особенно хорошо выраженные в почвах одинцовского времени. По рекам отлагался аллювий. В бассейне Каспия развилась верхнехазарская трансгрессия, а в Азово-Черноморье, по-видимому, регрессия среднеэвксин-

ского бассейна. Растительные зоны смещались к югу, но несколько меньше, чем во время днепровского оледенения.

Кавказ. Лихвинское межледниковье на Кавказе изучено слабо. Возможно, что в межледниковье горные ледники полностью не стаивали. В конце межледниковья началось интенсивное поднятие гор, вызвавшее резкое эрозионное расчленение и образование аллювиально-пролювиальных наклонных террасированных предгорных равнин. Ко второй половине среднего плейстоцена большинство исследователей относят максимальное (рисское), местами полупокровное оледенение. Льды заполняли межгорную депрессию, расположенную между Главным и Скалистым хребтами, а ледниковые языки спускались к северу и почти достигали района г. Орджоникидзе. На юго-востоке Центрального хребта размеры оледенения резко сокращались. На Малом Кавказе существовали многочисленные центры оледенения на самых высоких горах. На Северном Кавказе, в бассейнах Кубани и Терека, с этим оледенением связываются обширные флювиогляциальные террасы. В предгорьях Северного Кавказа в это время климат был довольно суровым — возможно близким к перигляциальному. Здесь на плоских водоразделах и террасированных аллювиальных равнинах в условиях холодных степей накапливались субаэральные лёссы (до 10 м). В Армении местами морены были покрыты базальтовыми покровами и туфами. В Триалетах и на Главном хребте действовали отдельные вулканы, в том числе Эльбрус и Казбек.

Урал. Первое среднечетвертичное межледниковье. Полярный, Приполярный и Северный Урал испытал поднятие и глубокое эрозионное расчленение. Абсолютные высоты отдельных горных массивов превышали 1500 м. Произошло интенсивное врезание речных долин с последующим заполнением их песчано-гравийными отложениями. Долины этого времени обнаружены на Печоре, Каме, Вычегде и Кельтме. На Полярном, Северном и Среднем Урале климат был близок к современному и в растительности отмечалась широтная зональность. На севере была тундра, а южнее — лесотундра. На Среднем Урале росли смешанные леса, а на Южном в их составе участвовали тепло- и влаголюбивые широколиственные растения. От Мугоджар до берегов Хазарского моря располагались лесостепи и степи. К концу лихвинского времени Средний и Южный Урал заселяли млекопитающие хазарского комплекса.

Первое среднечетвертичное ледниковье. Во время днепровского оледенения Урал представлял средневысотную горную страну, покрытую до 58° с. ш. ледниковым покровом. На некоторых горных массивах Южного Урала, возможно, были ледники. В валунных суглинках днепровского оледенения во многих местах Среднего Урала найдены остатки мамонтов. Во внеледниковых областях Южного Урала и Мугоджар во время днепровского оледенения интенсивно протекали процессы гольцовой денудации и солифлюкции. На склонах хребтов образовались каменные осыпи, а в межгорных понижениях и на выравненных плато щебенчатые суглинки и глины. На восточном склоне Южного Урала в древних долинообразных понижениях отлагались глины и косослоистые пески аллювиального или флювиогляциального типа. Климат во внеледниковой зоне Урала во время днепровского оледенения был холодный и сухой. Горы и прилегающие равнины представляли собой тундры, лесотундры и перигляциальные степи. Известны остатки лемминга, песца, белой куропатки, пещерной гиены, пещерного медведя, а также представители тундровой, лесной и степной фаун.

Второе среднечетвертичное межледниковье и второе среднечетвертичное ледниковье. На Северном Урале

морена московского оледенения не выделяется, отмечаются лишь линзы и прослои галечников и песков флювиогляциального типа в днепровской морене. На Южном Урале и в Мугоджарах происходило врезание рек и накопление аллювия, слагающего нижние горизонты III террасы. Судя по миоспорам, климат был холодный и довольно сухой. На Южном Урале формировались отложения верхних горизонтов III террасы, представленные лёссовидными суглинками и супесями. Здесь обитали млекопитающие ранней стадии позднепалеолитического комплекса.

Средняя Азия. Первая половина среднего плейстоцена не оставила в Средней Азии достоверно датируемых отложений, что объясняется, по-видимому, интенсивными движениями, поднятием гор, глубоким врезанием долин и развитием процессов денудации на плато и равнинах. Лишь в предгорьях и депрессиях накапливались выносимые из гор продукты выветривания и размыва. Наибольшее поднятие испытал Памир (на 2000 м). Хребты Гиссаро-Алая, Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау достигли значительной высоты — выше снеговой линии.

В Каспийском бассейне восходящие движения привели к регрессии, во время которой на примыкающих к Каспию плато и равнинах, в условиях жаркого и сухого климата межледниковья, усилились процессы развевания. В начале днепровского оледенения отмеченная выше регрессия сменилась раннехазарской (урунджикской) трансгрессией, которая была обусловлена в основном планетарным похолоданием и увлажнением. В Ферганской депрессии в рассматриваемую эпоху шло накопление мощных аллювиально-пролювиальных галечников и лёссов ташкентского комплекса. Нижняя галечниковая часть в районе Ташкента, возможно, связана с межледниковым этапом интенсивного поднятия и врезания рек в горах, аккумуляция же покрывающих галечников лёссовидных суглинков может быть связана с ледниковым временем.

Аналогичные условия тектонического режима, климата и осадконакопления существовали и в других межгорных и предгорных депрессиях Средней Азии и Южного Казахстана. В Центральных Кызылкумах к среднечетвертичному времени условно относят маломощные плащи пролювиально-делювиальных отложений каракольского комплекса, приуроченные к эрозионно-денудационной ступени верхнего уровня, отходящей от подножия островных кызылкумских возвышенностей.

Среднеплейстоценовый этап ознаменовался значительной перестройкой речной сети. В результате ряда перехватов возникло меридиональное колено Пянджа. Пра-Амударья по-прежнему несла свои воды на запад по Каракумской низменности в Хазарское море, отлагая по пути верхнюю песчанистую подсвиту аллювиальной каракумской свиты. В нее впадали пра-Мургаб и пра-Теджен, стекавшие с поднявшихся к этому времени хребтов Паропамиза и Восточного Копетдага. Пра-Сырдарья, после выхода из Ферганской котловины, текла на север, занимая близкое к современному положение. На территории Южного Приаралья и в Кызылкумах основную роль в осадконакоплении стали играть временные потоки, стекавшие с невысоких местных гор. Это привело к широкому развитию песчаных эоловых накоплений, перекрывших древние русла исчезнувших рек. В замкнутых и полузамкнутых котловинах, в том числе и в Аральской впадине, существовали озера, периодически усыхавшие и обводнявшиеся.

Оледенение второй половины среднечетвертичного времени в большинстве хребтов Средней Азии было максимальным. Мощные ледники заполняли внутригорные котловины. В крупных продольных долинах формировались ледники подножий. Горные узлы и массивы покрывались ледяными шапками. В более расчлененных окраинных частях гор

развивались грандиозные долинные ледники, во много раз превосходившие современные. В межледниковье, по мнению О. К. Чедия, В. В. Лоскутова, В. А. Васильева [124, 163] и др., ледниковый покров на Восточном Памире значительно сократился, а местами исчез полностью и там начали формироваться аллювиальные, пролювиальные и озерные осадки мургабского комплекса. На Западном Памире, наряду с сокращением ледников, происходили интенсивное поднятие и глубокий эрозионный врез. В конце среднего плейстоцена в результате значительного увеличения высот Западного Памира, Дарваза и Гиссаро-Алая, возникло новое («второе») долинное оледенение, максимальное для этих областей. Одновременно на Восточном Памире не только не возобновилось оледенение полупокровного типа, но и долинные ледники достигали весьма скромных размеров. Даже котловина оз. Кара-Куль оказалась свободной от льда.

Имеются косвенные указания на двухфазность среднечетвертичного оледенения. К. П. Васильковский разделял отложения ташкентского цикла на две фазы, каждой из которых отвечают самостоятельные комплексы отложений и террас. В других районах, в сериях террас, относящихся к среднечетвертичному времени, также выделяется обычно не менее двух региональных (цикловых) террас, прослеживающихся в горах, предгорьях и на равнинах. Можно думать, что и в бассейне Каспия существование двух среднечетвертичных оледенений, разделенных межледниковьем, получило отражение в виде двух трансгрессий — раннехазарской и позднехазарской, между которыми установлена достаточно длительная и четко выраженная регрессия [159].

Западная Сибирь. Первое среднечетвертичное межледниковье. Трансгрессия в это время замедлилась и уровень моря оставался на отметках +60, +80 м, а временами, по-видимому, опускался и ниже. Береговая линия моря сохраняет ингрессионный характер, в Казымском и Усть-Енисейском заливах накапливаются лагунно-дельтовые и морские песчаные и песчано-алевритовые отложения.

В казымских слоях низовий Оби обнаружены известковистые фораминиферы с преобладанием бореально-арктических видов. Соленость не превышала 33,5‰, а глубины моря в бассейнах рек Полуя и Казым 100—150 м [59]. Остатки диатомовых из казымских слоев, по З. В. Алешинской, в основном принадлежат пресноводно-солоноватоводным. Миоспоры указывают на наличие лесотундры по берегам Казымского и Пуровского заливов.

В приенисейской части севера Западно-Сибирской равнины прибрежно-дельтовые песчаные отложения (туруханские пески) замещаются более глубоководными глинистыми алевритами (дудинские глины) с рассеянным гравием и галькой и остатками фораминифер.

В тобольском горизонте найдены остатки крупных млекопитающих тираспольского и кошкурганского, частично хазарского комплексов, а также теплолюбивых пресноводных и наземных моллюсков. Миоспоры тобольского горизонта указывают на три фазы развития растительного покрова. В первую фазу в южной половине Западной Сибири господствовали степи и лесостепь, во вторую (оптимум межледниковья) — березовая лесостепь, к северу от 56° с. ш. сменявшаяся тайгой южного типа с липами, дубами и вязом, в третью — лесостепь, переходящая в еловую тайгу. На севере Западно-Сибирской равнины развитие растительности шло от тундростепи к темнохвойной пихтово-кедровой тайге с березой (оптимум межледниковья) и еловой заболоченной тайге и редколесья. Таким образом, первая половина межледниковья характеризовалась сухим климатом, а вторая — влажным.

Первое среднечетвертичное ледниковье. На севере Западной Сибири сформировалась мощная (до 100 м, реже 150 м) толща плохо сортированных слабо валунистых суглинков и алевритов с прослоями и линзами песков и ленточных глин. В низовьях Оби и Пура, в бассейне Турухана в этой толще найдены остатки морской фауны — фораминиферы, моллюски, остракоды, губки и солоноватоводных и пресноводных диатомовых водорослей. По вопросу о генезисе мореноподобной толщи валунных суглинков самаровского — бахтинского — салехардского горизонта нет единого мнения.

В. А. Зубаков предлагает гипотезу «шельфового оледенения», более или менее удовлетворительно объясняющую как противоречивое наличие в осадке одновременно типичных признаков ледниковой и морской седиментации, так и «механизм продвижения» юганского отороженца в глубь низменности. Начавшееся в конце доледникового этапа тектоническое погружение сибирского шельфа приводит к его затоплению и к длительной морской трансгрессии в глубь Западной Сибири. В самарское время низменность к северу от 60° с. ш. представляла обширный мелководный залив с глубинами до 200 м, лайдами и архипелагами островов. Полярный и Северный Урал, Таймыр и плато Путорана являлись горными областями — центрами горно-долинного оледенения. Вдоль Урала, Путорана и Таймыра формировались предгорные ледники; с ними в Зауралье и на Келлог-Теульчесском валу связаны континентальные ледниковые отложения. Льды периодически всплывали и превращались в «барьерный» ледник, заполнявший мелководные части бассейна, к югу от Полярного круга. Пока лед был на плаву, на дне бассейна формировалась морена, вмещающая остатки фауны и флоры. Когда лед садился на дно, то он таял и образовывались линзы флювиогляциальных осадков и ленточных глин. Таким образом, для севера Западной Сибири характерно шельфовое оледенение типа современного моря Росса в Антарктиде.

На юге Западно-Сибирской низменности в самаровское время формировались покровные лёссовидные суглинки с прослоями почв. В южной предгорной части Западно-Сибирской низменности снижалась роль водной и возрастала роль эоловой аккумуляции. В краснодубровской толще наблюдаются перерывы в осадконакоплении (15 горизонтов погребенных почв); здесь обнаружены остатки млекопитающих хазарского комплекса.

Второе среднечетвертичное межледниковье. Палеогеографические условия этого времени во многом сходны с обстановкой тобольской фазы. По отношению к предшествующему этапу море несколько сократилось. Береговая линия имела ингрессионный характер, причем морские заливы — губы доходили по Оби, Тазу и Енисею до 64° с. ш. Южнее простиралась приморская низменность с вновь сформировавшимися речными долинами. Реки Иртыш, Обь и Енисей имели уже сложно построенные речные долины. По данным М. П. Грачука [52], границы растительных зон в это время близки современным, хотя примесь широколиственных пород в лесах была больше.

Второе среднечетвертичное ледниковье. С этим временем совпадает второй максимум ямальской трансгрессии — санчуговский. Уровень моря располагался на отметках —80—90 м и его граница проходила вдоль Сибирских Увалов. Общая площадь наземного и морского оледенения была меньше, чем самаровского. Вторая половина этапа соответствует регрессии, к концу которой уровень моря понизился, по-видимому, до современного. Регрессия санчуговского моря сопровождалась аккумуляцией прибрежно-морских песчаных отложений, сплошным чехлом от 10 до 30 м мощности покрывающим север-

ную половину низменности. На правобережье Енисея между Нижней и Подкаменной Тунгусками, а также в бассейне р. Сев. Сосьвы прибрежно-морские отложения замещаются зандрами, камами и озерно-ледниковыми отложениями. В южной части Западно-Сибирской равнины в это время формируется верхняя часть разреза сорово-мерзлотной формации междуречий. В южных предгорьях завершается формирование IV надпойменных террас и формируются лёссы; в отложениях этого возраста обнаружены остатки мамонтов. К северу от 56° с. ш. преобладала тундра и редколесье северного типа, а южнее — степи северного облика.

Центральный Казахстан. В среднем плейстоцене интенсивно формировались древние долины рек Нуры, Сарысу и Ишима. Образуются широкие плоские днища долин с песчаной террасой. Направления рек приблизились к современным, хотя в Тенизской впадине сток был направлен на северо-восток в Иртышскую впадину. В результате размыва в Тенизской впадине возникли останцы плато. В восточной части региона по склонам древних водоразделов и древних долин формировались делювиально-пролювиальные наклонные равнины и шлейфы. К этому времени относится усиление воздыманий древних останцовых гор и всей территории. Современный облик приобрели горы Актау, Улутау, Ерементау, Тектурмас. В западных районах проявились движения по линиям древних разломов меридионального заложения, что привело к ступенчатому строению этого склона и усиленному врезанию верховий Сары-Тургая и Кара-Тургая. Судя по нахождению миоспор, здесь располагались степи. Оледенение, по-видимому, сказалось на обводненности рек, а также на развитии вечной мерзлоты. Климат был суровее современного. На Кокчетавской возвышенности росли сосново-березовые леса.

Восточный Казахстан и юг Сибири. Начало среднего плейстоцена на рассматриваемой территории характеризуется поднятиями и усилением эрозионной деятельности. Врез распространился даже на межгорные впадины (до 100 м). В Зайсанской впадине существовало озеро; во впадинах Горного Алтая образовывались аллювиально-пролювиальные галечники и пески. На востоке Тувы и в Восточных Саянах происходило трещинное излияние базальтов, большая часть которых заполнила речные долины, образуя цоколь высоких террас. В Горном Алтае в это время произрастала темнохвойная тайга. В предгорьях обитал трогонтериевый слон и бизон, а в пресноводных бассейнах корбикулы. В конце первой половины среднего плейстоцена значительно похолодало и продолжались интенсивные поднятия. Возникли высокогорья, а часть низкогорий превратились в среднегорья. На слабо расчлененных и выровненных пространствах возникли ледниковые шапки и покровы, среди которых наблюдались отдельные нунатаки. Наиболее мощное оледенение на высотах более 2000 м было на востоке Тувы и в центре Восточного Саяна, в Восточном Алтае и на юге Горного Алтая. Ледники заполняли лишь часть высоколежащих внутригорных котловин. Увлажненность привела к повышению уровня оз. Зайсан. Озера существовали также в Узийской и Минусинской впадинах.

Максимум оледенения совпадает с увеличением сухости климата, следствием чего явилось ослабление эрозии и формирование лёссовидных образований.

С эпохой оледенения связывается образование речных террас и сочленяющихся с ними аллювиально-пролювиальных, а местами и аллювиально-флювиогляциальных конусов и шлейфов, имеющих двухчленное строение: внизу грубообломочные, а вверху — тонкозернистые, лёссовидные осадки. В это время вблизи районов оледенения господство-

вали ландшафты горнотундрового и лесотундрового типа и степного или лесного типа — в удалении от них.

Деградация ледников происходила при постепенной аридизации климата и повышении температур, поэтому оно не привело к значительному обводнению территории. В конце оледенения — начале межледниковья произошло новое эрозионное врезание. В конце среднего плейстоцена вновь наступило похолодание, приведшее к возникновению нового оледенения, синхронного тазовскому оледенению Западной Сибири. В районах древних поверхностей выравнивания образовались небольшие ледниковые покровы. Возникли мощные долинные ледники длиной до 150 км, но они не выходили за пределы гор. Это оледенение может быть названо максимальным долинным.

Восточная Сибирь. Первая половина среднечетвертичного времени. Сложный рельеф, образованный ранее, снивелировался. Глубокие, частью переуглубленные долины расширились. Базис эрозии, возможно, испытывал поднятие, что способствовало накоплению песчаных аллювиальных отложений (от 80 до 150 м). Бестяхская свита песков наиболее выдержана в бассейне Лены. Аналогом ее в дельте Лены является булукурская свита (пески и торфы с миоспорами темнохвойных лесов). Существовала климатическая и растительная зональность. Сибирская платформа была покрыта лесами, среди смешанных лесов на юге встречались широколиственные породы. Местами леса сменялись степями. На севере располагались сплошные хвойные леса с примесью березы. В бассейне Лены и Вилюя жили трогонтериевые слоны и длиннорогие бизоны. К концу межледниковья климат стал суше и холоднее. Аллювиальные отложения широких, хорошо разработанных речных долин были перекрыты эоловым комплексом. Господствующую роль играли северные ветры. В самом конце межледниковой эпохи усилились тектонические движения, сказавшиеся на перестройке орографии горного обрамления платформы и в меньшей степени проявившиеся в рельефе последней.

Вторая половина среднечетвертичного времени. Характерной особенностью этого времени является максимальное развитие ледников в пределах Центральной Сибири. Среднечетвертичные ледники образуют обширные покровы, занимавшие северную часть Сибирского плоскогорья. На востоке оледенение охватило верховья Оленека и Вилюя. Другой крупной областью развития льдов является Верхоянский хребет, который в результате поднятий впервые приобрел облик высокогорья (до 2,5 км). Свободными от льда оказались лишь сильно изрезанные хребты. Долинные ледники у подножий образовали сплошной покров, распространившийся на всю Приверхоянскую наклонную равнину. Значительные по площади горно-долинные ледники существовали в Северном Прибайкалье.

На Среднесибирском плоскогорье и в Лено-Вилюйской впадине, оставшимися свободными от льда, располагалась перигляциальная тундра. Под действием сильных и постоянных северных ветров образовались обширные дефляционные ложбины Лено-Вилюйского водораздела, возникли эоловые поля («тукуланы»), валуны и галечники подверглись интенсивной обработке. Во впадинах в Олекминской чаше накапливался эоловый лёсс. В пределах Сибирской платформы и ее горного обрамления местами, кроме древней сильно выветрелой морены («бурая морена Джарджана»), выделялась более молодая (Кыра-Тирехтяхская) морена, отделенная от позднечетвертичной межледниковыми образованиями. Ледниковые подпруды и тектонические барьеры, обусловленные главным образом поднятиями, создали в бассейне Енисея и особенно Лены целую систему временных местных базисов эро-

зии. Возникли обширные участки ненормально расширенных долин с озерами и болотами и накоплением илистых осадков.

Произошли последовательная миграция устья Вилюя, оттеснявшегося краем ледника, изменения в конфигурации нижнего течения р. Оленека и т. д. Лена прорывает хр. Чекановского, образуя глубокую антецедентную долину. Одновременно, по-видимому, сохранялся и древний обходной путь на запад, который полностью отмирает после спада талых ледниковых вод. В перигляциальной зоне, вероятно, преобладала тундровая растительность. В зоне ледников обитали мамонты.

Прибайкалье и Забайкалье. В среднем плейстоцене в результате тектонических движений ко времени оледенения горы были приподняты, а древние поверхности выравнивания подверглись расчленению. Наиболее значительные поднятия (400—500 м) охватили Восточное Прибайкалье и Южное Забайкалье, что увеличило высоты гор до 1900 м. Внутригорные впадины погружались и заполнялись толщей песков мощностью более 100 м. Озеро Байкал приобрело современные границы. Северное и Западное Забайкалье характеризовалось поднятиями порядка 200 м и горы здесь не превышали 1000 м. В бассейне р. Витима и на р. Джиде происходили трещинные излияния «долинных» базальтов, повлиявшие на перестройку гидросети. Впадины погружались и заполнялись осадками забайкальской толщи.

В Восточном Забайкалье имели место глыбовые движения. По долинам рек формировались IV и V надпойменные террасы. В восточной части Восточного Забайкалья на водоразделах сохранились поверхности выравнивания, а в слабо погружавшихся впадинах накапливался делювий и аллювий небольшой мощности. В Могойтувском хребте поднятия достигали 200 м. В бассейне р. Онон территория оставалась относительно стабильной. Зун-Торейский район испытывал погружение; в нем возникли озера. Резкое похолодание обусловило оледенение наиболее высоких хребтов Восточного Прибайкалья и Южного Забайкалья. Небольшие очаги оледенения существовали также в Малханском хребте. В перигляциальной зоне похолодание определило формирование криогенных нарушений в осадках забайкальской толщи. В степях северного типа обитала фауна хазарского комплекса.

Северо-Восток. На Северо-Востоке заметно похолодало, развитие получили лиственно-березовые леса, а местами холодные степи. Появился мамонт и длиннорогий бизон.

Оледенение Верхоянских гор развивалось в условиях иной, отличающейся от современной, речной сети и носило горный характер. Ледники двигались по древним долинам восточного склона Верхоянского хребта, перетекали через седловины и образовывали перевальные поля. Ледниковые отложения отмечаются на древних денудационных уровнях, выше современных днищ долин на 300—320 м, а также в пределах среднего яруса гор, где развиты поверхности выравнивания на абсолютных высотах 1800—1900 м. В горах Черского и в Верхне-Колымском нагорье развивалось эльгинское горное оледенение. Гипсометрическое положение каров этого оледенения свидетельствует о максимальных размерах среднечетвертичного оледенения.

На внеледниковых пространствах происходило дальнейшее развитие речной сети, заложенной ранее. В долине Колымы сформировалось от трех до пяти террас. Врез Колымы за ранне- и среднечетвертичное время достиг в верховьях 120—140 м, в среднем течении 200—250 м. Во внутригорных впадинах формировались озерно-аллювиальные равнины; во впадинах, испытавших поднятие (например, Эльгенской и др.), реки образовывали скульптурные террасы.

В Адычанскую, Оймяконскую и другие впадины ледники двигались из Верхоянских и Черских гор и с массива Сунтархаята. На северном побережье Охотского моря ледники горно-долинного типа распространялись в краевые части внутригорных впадин (Ольско-Ямской, Хасынской, Охотской). Центры оледенения располагались на Охотском массиве и на Охотско-Колымском водоразделе.

В Анадырско-Корякской области вулканические извержения (апукская свита) становятся менее интенсивными. В связи с похолоданием и дальнейшим поднятием возникло оледенение горного типа. Оно было максимальным, причем ледники выходили за пределы гор, формируя предгорные шлейфы морен в Нижнеанадырской низменности и спускаясь языками к Берингову морю.

Восточное побережье Чукотского полуострова, по-видимому, подверглось затоплению морем, оставившим следы в виде террас на высоте от 40 до 80 м. Трансгрессия совпала с похолоданием, на что указывает бедный арктический комплекс миоспор крестовского горизонта. Возможно, что среднечетвертичное горное оледенение Чукотки частично совпадало с морской трансгрессией, поскольку крестовские суглинки переслаиваются с моренами.

В пределах Восточно-Сибирской низменности и прилегающего к ней шельфа располагались обширные аккумулятивные равнины. Осадконакопление происходило в обстановке неравномерных опусканий и сопровождалось образованием мощных сингенетических жильных льдов.

Дальний Восток. Среднечетвертичное межледниковье характеризовалось трансгрессией. Море захватило большую часть прибрежной низменности, существовавшей на месте современного шельфа Охотского моря. Характер рельефа был близок к раннечетвертичному, но более расчлененный. В горных районах продолжались поднятия, в депрессиях — погружения. Произошел перехват пра-Амуром пра-Зеи через хр. Малый Хинган и образование речной сети, близкой к современной.

Умеренно теплый климат способствовал деградации многолетней мерзлоты и распространению на большей части территории смешанных лесов с примесью широколиственных пород. В Южном Приморье произрастали хвойно-широколиственные леса типа уссурийской тайги. В пресноводных водоемах появилась богатая диатомовая флора с теплолюбивыми формами и редкими экзотами. На суше обитали мамонты и бобры.

В горах формировались делювиально-колювиальные отложения. В депрессиях же накапливались озерно-аллювиальные, аллювиальные и озерные суглинки, супеси, пески, глины, галечники с растительными остатками и маломощными линзами и прослоями торфа.

Среднечетвертичное ледниковье ознаменовалось регрессией, в результате чего обнажилась полоса равнины в пределах современного шельфа Охотского моря. В центральной части Охотского моря вновь появились плоские острова. Увеличилась степень и глубина расчленения горных хребтов и сократились площади поверхностей выравнивания. Высоты были близкими к современным, местами превышая их. Во впадинах Нижнего Приамурья и Приморья накапливались озерные и озерно-аллювиальные отложения. Верхнезейская и Амурско-Зейская депрессии являлись областями денудации.

Резкое похолодание привело к развитию «полупокровного» алданского оледенения. Следы его обнаружены на водоразделах Алданского нагорья, в Джугджуре, в Ям-Алине, на Сихотэ-Алине. Снеговая линия располагалась на высоте в районе Станового хребта и хр. Джугджура 300—400 м и на юге до 800—1000 м. Во время оледенения во впадинах юга Дальнего Востока располагались обширные озера с холодолюбивой

флорой диатомовых; в озерах отлагались тонкие илы. С северо-запада проникла светлохвойная тайга, а в горах произрастала арктическая высокогорная флора. В Среднеамурской депрессии местами располагались участки лиственнично-березовой лесостепи и сухой полынной степи.

В горных областях формировались морены, флювиогляциальные галечники и пески, делювиально-колювиальные отложения с преобладанием дресвы, щебня и глыб, аллювиальные галечники и пески, а в депрессиях накапливались толщи озерных глин и суглинков.

Сахалин, Курильские острова и Камчатка. Для Сахалина соотношение основных орографических категорий осталось прежним, однако рельеф стал более расчлененным. В долинах Тыми, Пороная, Набили в это время накапливались огромные массы обломочного материала. Аградация долин была связана с суровыми условиями, существовавшими на рассматриваемой территории. Ледники располагались в наиболее возвышенных частях гор, не выходя в предгорья. Равнины Северного Сахалина были свободны от льда. В центральной пониженной зоне Северного Сахалина существовало озеро; сток на восток из него был затруднен из-за антиклинальных возвышенностей.

Вследствие тектонического опускания произошло обособление о-вов Курильской гряды, хотя их очертания отличались от современных. Они нередко состояли из двух параллельных цепей возвышенностей, внешняя из которых позднее была погружена под уровень моря. Парамушир соединялся с Камчаткой, а Кунашир с Хоккайдо. На большинстве островов существовали действующие вулканы, на вершинах которых были развиты ледники.

На Камчатке мощные ледники полупокровного типа покрыли большинство вершин Срединного и Восточного хребтов. На широте Петропавловска ледники сливались, образуя обширный ледосборный бассейн. В Центрально-Камчатской депрессии возникло приледниковое озеро, имевшее сток в море через узкий канал, впадавший в зал. Озерный.

К концу этапа основная зона вулканизма переместилась в восточные районы Камчатки, при этом сформировалась Ключевская группа вулканов.

Климат был суровым. Даже в южных районах Сахалина господствовали лесотундровые ландшафты. Обнаружены следы многолетней мерзлоты. Наиболее низкое положение снеговой границы, нередко почти до уровня моря, устанавливается на восточных склонах возвышенностей, что было связано с влиянием муссонов, являвшихся основным поставщиком осадков, питавших ледники.

ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

Подобно раннему и среднему плейстоцену этот этап характеризуется сложным развитием. Несмотря на свою непродолжительность (~100 тыс. лет), поздний плейстоцен также имел несколько ледниковых и межледниковых эпох (см. приложения 16—17).

Русская равнина. Первое позднечетвертичное межледниковье (микулинское). Климат был несколько теплее современного. Значительная часть севера Русской платформы с началом межледниковья оказалась затопленной до высоты 80—100 м водами бореальной трансгрессии, оставившей песчано-глинистые отложения с остатками моллюсков. Припятское полесье в микулинское время было озерным краем. Постепенно озера были спущены, и возникла современная гидросеть, принадлежащая бассейну Черного моря. В средней полосе Русской равнины накапливался аллювий с последующим развитием на нем почв:

в нижней толще аллювия установлены вулканические пеплы, а также остатки позднепалеолитических культур.

Черное море во время карангатской трансгрессии (15-метровая терраса) имело сообщение со Средиземным и Каспийским морем (через Маныч). Воды его имели повышенную соленость и богатую фауну моллюсков.

Крайний Север равнины был покрыт хвойными лесами, хвойно-широколиственные леса проникали до Южной Карелии и Беломорско-Каспийского водораздела, а юг и юго-восток, до Самарской Луки, был покрыт лесостепью. К началу позднечетвертичного времени сформировался позднепалеолитический комплекс фауны, включавший мамонта, шерстистого носорога, гигантского оленя и др. Первое позднечетвертичное оледенение (калининское) многими геологами рассматривается как последнее оледенение Русской равнины. Оно уже не покрывало весь Кольский полуостров, оставляя его восточную часть, кроме южного побережья, свободной от льда. На северо-западе Кольского полуострова льды двигались к Баренцеву морю, заходя в область шельфа, на котором сохранилась валунная морена. Печорское море было занято шельфовым ледником, двигавшимся с севера и северо-запада.

Из Северной Карелии льды проникали по впадинам Онежского и Двинского заливов Белого моря до верховьев Северной Двины и района Вологды. Поток, следовавший по депрессии Онежского озера, доходил до г. Ростова и г. Плеса. К понижению Ладожского озера лед стекал с северо-запада и по его восточному побережью к югу-востоку. Финский залив пересекался льдами, зарождавшимися в Центральной Финляндии [36].

Вдоль края ледника талыми водами отлагались зандры, на водоразделах возникли лёссы и лёссовидные породы и сформировалась верхняя часть аллювия II надпойменной террасы в бассейнах Дона, Волги и Днепра, по которым шел сток вод в Каспийское и Черное моря. В северной половине Русской равнины сток к югу был затруднен из-за возвышенностей, и талые воды скапливались в озерах и лишь частично стекали в бассейны Камы и Волги.

Небольшое оледенение охватывало и полонины Карпат. Снеговая граница его спускалась до 1400 м на северном склоне и 1600 м на южном.

Черное море испытало регрессию до 50—70 м и было заселено пресноводно-солоноводной фауной, а Азовское море превратилось в сушу, расчлененную притоками Дона, на которой отлагались лёссы. Сиваша не существовало. Вдоль южного берега Крыма проходила узкая полоса суши, соединявшая его с Таманским полуостровом. Во впадине Каспия развивалась раннехвалынская трансгрессия. Море залило Прикаспийскую низменность и проникло глубоким заливом по долинам Волги и Маныча (гудиловские озерные слои).

В Прикаспии произрастали хвойные леса из сибирской пихты, ели и сосны, смыкавшиеся, вероятно, с лесами Кавказа. Среднее Приднепровье и Поволжье были заняты зоной тундры.

Отложения второго позднечетвертичного межледниковья (молого-шекснинского) известны на севере Русской равнины. На севере они часто представлены морскими фациями. Это отложения онежской трансгрессии, которую можно сопоставить с беломорской. К ней относятся морские осадки в Петрозаводске, перекрытые двумя моренами, и морские слои с моллюсками второго, сверху межморенного горизонта на Карельском перешейке. Климат был теплее современного. Аллювиальные и озерные аналоги этих отложений известны на р. Волге, Онежско-Ладожском перешейке, в Молого-Шекснинской впадине и в

других местах. Здесь распространилась светлохвойная тайга южного облика с примесью широколиственных пород. В Белоруссии были смешанные леса.

Уровень Черного моря не достигал современного. В нем обитала солоноватоводная фауна. Прикаспийская низменность покрывалась водами позднехвалынской трансгрессии, поднимавшейся до 20 м абс. высоты, и отлагались пески, глины и галечники с моллюсками.

Второе позднечетвертичное оледенение (осташковское). Льды двигались по тем же направлениям, но резко выраженными потоками, обтекавшими наиболее возвышенные участки. Осташковское оледенение оставило четко выраженный пояс свежих краевых образований с обилием озер и основную морену, почти не затронутую процессами выветривания. Северная Двина, подпруженная ледником, впадала в Мезенскую губу; Онега и Моша изменили свое направление на южное. Во внеледниковых районах образовывались делювиально-солифлюкционные суглинки водоразделов и песчано-суглинистый аллювий I надпойменной террасы.

Третье позднечетвертичное межледниковье (онегоозерское) представлено на крайнем северо-западе. В морских осадках содержатся остатки арктобореальных моллюсков и морских и солоноватоводных диатомей. Найденные комплексы миоспор свидетельствуют о произрастании хвойного леса с участием широколиственных пород. Онегоозерскому межледниковью соответствуют верхние погребенные светло-серые почвы и черноземы, описанные М. Ф. Векличем к востоку от Одессы.

Третье позднечетвертичное оледенение (карельское). Ледник образовал языки по всем крупным впадинам, начиная с Белого моря и кончая низиной р. Преголи. Он обтекал возвышенности центральных частей Онежско-Ладожского и Карельского перешейков, покрывая почти всю Эстонию и прибрежные низменности Латвии, Литвы и Калининградской области несколькими, тесно смыкавшимися языками [175]. В лёссовой серии Украины отложениям карельского оледенения соответствует причерноморский ярус лёсса.

Позднеледниковье. В приледниковых озерах отлагались ленточные осадки. По ним установлено, что значительное потепление началось около 11 000 лет назад. Морской пролив через Балтийско-Беломорский водораздел, в котором возвышенные участки поднимались в виде островов, получил название I ольдиевого моря (в Баренцевой части — море Портландия). Затем ледник вновь продвинулся, закрыв пролив в Средней Швеции, что вызвало опреснение бассейна. Связь обоих морей прекратилась. В Белом море тоже наблюдалось понижение уровня, но сообщение его с океаном не прерывалось. Вслед за отступающим ледником на север Кольского полуострова проник человек, принеся с собой культуру «арктического палеолита». В Черном море продолжалось проникновение средиземноморских вод и формирование фауны современного облика. Каспийское море пережило за позднеледниковье послехвалынскую регрессию, прерывавшуюся кратковременными и незначительными подъемами уровня.

Кавказ. С первой половиной позднего плейстоцена связано общее сводовое воздымание Главного хребта и Малого Кавказа, и разрастание площадей низкогорного и среднегорного рельефа. На Главном хребте существовало несколько разобщенных небольших центров карово-долинного оледенения. На Малом Кавказе ледники отсутствовали. В Северном Предкавказье простирались степи. Вулканическая деятельность проявлялась слабо, главным образом в Армении.

Во второй половине позднего плейстоцена вновь наступило похолодание, которое способствовало возникновению позднечетвертичного оледенения горно-долинного типа. Почти во всех троговых долинах наблюдается несколько конечно-моренных валов (3—8), связанных со стадиями отступания позднечетвертичного ледника. Во время оледенения в высокогорных областях происходило морозное выветривание и образование огромных масс крупноглыбового коллювия. У подножий хребтов накапливались делювиально-пролювиальные шлейфы и конусы выносов. Ниже конечных морен образовывались аллювиально-флювиогляциальные террасы. Предгорья Северного Кавказа и прилегающие к нему равнины были заняты степями северного облика. На Армянском нагорье в ряде районов происходили извержения вулканов с излиянием лав, заполнивших долины некоторых рек.

Урал. Первое позднечетвертичное межледниковье (микулинское). В начале позднечетвертичного времени на Урале происходило повсеместное врезание рек и расчленение рельефа. Рельеф был близок к современному, наиболее высокие хребты поднимались до 2000 м. Среднегорные хребты окаймлялись низкогорным и увалистым, сильно расчлененным, рельефом. В южной части Южного Урала и в Примугоджарье междуречья представляли плато, которые переходили в высокие равнины, а в Предуралье и Зауралье — обширные низкие, частично заболоченные равнины. Климат микулинского межледниковья на Урале был теплый и влажный. В северных частях Урала росли березовые и темнохвойные леса. На Среднем и Южном Урале были развиты сосново- березовые леса с примесью широколиственных пород и с богатым травянистым покровом. В Мугоджарах существовал ландшафт степей и полупустынь.

Первое позднечетвертичное ледниковье (калининское). Горная зона Полярного и Приполярного Урала была покрыта ледником, из-под которого возвышались нунатаки. На Северном Урале оледенение имело горно-долинный характер; небольшие ледники, вероятно, покрывали некоторые хребты и в горной части Южного Урала. Средний и Южный Урал, а также Мугоджары во время калининского оледенения являлись перигляциальными областями. Климат был холодный и сухой. В приледниковых зонах располагались тундра и лесотундра, а южнее перигляциальные степи северного облика.

В середине позднего плейстоцена потепление привело к таянию ледников и полному их исчезновению на Урале. Усиление эрозионной деятельности вызвало не только размыв реками отложений, заполнявших долины, но и врезание их в подстилающие коренные породы. Судя по растительным остаткам, ландшафты и климат в это время были близки к современным.

Затем наступило новое похолодание, которое обусловило образование небольших горно- долинных ледников. В долинах меандрирующих рек преобладали процессы боковой эрозии. Эпоха похолодания нашла отражение в литологии (суглинки и глины, возникшие в перигляциальных условиях) и составе флоры; фауна в конце позднечетвертичной эпохи была близкой к современной, но сохранились еще и представители более древних фаунистических комплексов.

Западная Сибирь. Первое позднечетвертичное межледниковье (казанцевское). На севере Западно-Сибирской низменности развилась трансгрессия. Участки моря с нормальной соленостью доходили до северного Полярного круга. На месте полуострова Ямал и Гыдан существовал архипелаг островов. Казанцевское мелководное море было теплым и населялось литоральной и сублиторальной фауной моллюсков. К югу от северного Полярного круга вдоль Енисея существо-

вал опресненный эстуарий, где накапливались глинистые алевриты с пресноводно-солоноватоводной флорой диатомовых. В низовьях Оби, Пура и Таза шло накопление мощной глинисто-алевритистой ритмично-слоистой сагомпанской свиты с прослоями аллохтонного торфянистого материала и плавника с раковинами морских моллюсков. Вдоль побережий простирались лесотундра и еловая тайга северного типа. К югу от 65° с. ш. на Западно-Сибирской низменности в низовьях рек формировались обширные аллювиально-дельтовые веера аккумуляции [71]. Южнее 60° с. ш. существовали долины Тобола, Иртыша, Оби, Томи, Енисея, где обитали мамонты и бизоны.

Активизировались поднятия ряда структур как самой равнины, так и ее горного обрамления. Поднятие Сибирских Увалов привело к тому, что долина Оби в среднем течении получила широтное направление.

Палинологические данные показывают, что распределение растительных зон в казанцевское время примерно соответствовало современным. В казанцевское время климат стал более континентальным, приблизившийся по своему типу к современному.

Позднечетвертичное ледниковье (зырянское). Зырянское оледенение Западной Сибири распадается на три крупные подфазы: ермаковскую, игаркинскую и норильскую.

В ермаковскую подледниковую подфазу у Ямала и Гыдана понизился уровень моря и появились холодолюбивые пресноводные диатомовые. К югу располагалась сорово-мерзлотная низменная равнина. Все междуречья Западной Сибири были в это время областью морозного выветривания. Оледенение в зырянское время ограничивалось горными районами. Долина Енисея между устьями рек Нижней Тунгуски и Сухой Дудинки и часть Енисей-Хетского междуречья были покрыты предгорным ледником, в северной части соприкасавшегося с водами морского залива. Сибирский ледниковый покров, по данным Ю. Н. Кулакова, не соприкасался с ледниковым покровом Таймырских гор, выходившим на восточные берега Енисейского залива. Зырянское время — время поднятий ряда локальных тектонических структур Западно-Сибирской равнины: Сибирских Увалов, массива Лялин-Вор и др. Равнину населяли мамонты, северные олени и короткорогие бизоны, а степи — лошади и грызуны. Палинологические данные характеризуют северную половину Западно-Сибирской равнины как зону тундры, а южную — как зону редколесий, переходящих в безлесные степи.

В игаркинскую межледниковую подфазу в разрезах игаркинской протоки Енисея отложения теплого внутризырянского интервала хорошо изучены и датированы радиоуглеродным методом от 21 300 до 37 000 лет. Потепление в Западной Сибири совпало с формированием верхней части II надпойменной террасы и верхней части приледниковых полесий первой стадии зырянского оледенения. На севере Западной Сибири господствовали лесотундровые и северотаежные ландшафты, а в южной — таежные и степные. Всю равнину населяли мамонты.

Норильской подфазе второго позднечетвертичного оледенения соответствует последнее разрастание долинного оледенения гор Путорана и Урала. Абсолютный возраст этого оледенения 19 000—9000 лет назад. Этому этапу соответствует накопление основной части аллювия I надпойменной террасы и «молодых лёссов» высоких террас, а также вымирание мамонтов.

Средняя Азия. В начале позднечетвертичного времени вновь усилились поднятия с весьма значительными амплитудами (от нескольких десятков метров до 500 м). Скорость поднятия обусловила резкое врезание рек и выработку глубоких крутосклонных долин в горах, куда успели проникнуть верховья большинства крупных рек и их притоков,

так что к концу плейстоцена речная сеть приобрела близкий к современному перистый характер. Рельеф также мало отличался от современного по абсолютным и относительным высотам и степени расчлененности. Уменьшение ледников было связано с потеплением и иссушением климата.

Наиболее важным событием позднечетвертичного времени на равнинах Средней Азии можно считать поворот пра-Амударьи на север в бассейн Арала. Пра-Мургаб и пра-Теджен перестали быть притоками Амударьи. На месте брошенных русел кое-где сохранились мелкие разобщенные водоемы озерно-старичного типа. На предгорных равнинах и плато формировались песчано-галечные пролювиальные шлейфы. На Каракумской низменности началось образование эолового покрова. Пра-Сырдарья по-прежнему блуждала по дну сузившейся Ферганской долины, аккумулируя галечники. В Таджикской депрессии, так же как в Фергане, продолжалось разрастание поднятий за счет разделяющих их впадин. Аналогичные явления происходили и в других межгорных депрессиях Средней Азии и Южного Казахстана.

Ухудшение климата привело к возникновению в горах последнего оледенения, оставившего наиболее яркие и бесспорные следы. Сформировавшаяся к этому времени густая сеть глубоких крутосклонных долин обусловила преимущественное развитие долинных ледников.

С затуханием поднятия и развитием оледенения были связаны, по-видимому, вынос из гор и аккумуляция на дне долин в предгорьях и во впадинах мелкоземов, позднее превратившихся в лёссовый покров террас.

На Памире оледенение развивалось неравномерно. Особенно значительным было увеличение ледников на Северо-Западном Памире и Юго-Западном Дарвазе. Крупными центрами оледенения были районы ледника Федченко, пика Гармо и др. К востоку размеры ледников заметно сокращались.

В некоторых горных районах Средней Азии выделяются следы двух самостоятельных оледенений или крупных стадий. В Алайской долине во время первой фазы оледенения ледники, стекавшие с северного склона Заалайского хребта, сливаясь, образовали ледники подножия, оставившие полосу моренных накоплений. Ледники второй фазы оледенения были значительно меньше. Бесспорные следы двух позднечетвертичных трансгрессий в Каспийском бассейне — ранне- и позднехвалынской — сопоставляются с калининским и осташковским оледенениями. В максимальную фазу раннехвалынской трансгрессии уровень моря превышал современный на 75 м.

Похолодание и увлажнение климата привели не только к трансгрессии хвалынского бассейна, но и к увеличению обводненности межгорных и равнинных пространств Средней Азии. С этим было связано повышение уровня оз. Иссык-Куля. Река Чу вновь стала протекать через озеро (в котором жили моллюски и остракоды), сделавшееся проточным и опреснившимся. Из Арало-Сарыкамышской впадины воды начали стекать по Узбою в Каспий.

Завершается процесс сокращения позднечетвертичного оледенения отложением морен, занимающих наиболее высокое положение, и задернованных. Свежие, незадернованные конечные морены, непосредственно обрамляющие концы современных ледников, относятся уже к голоцену.

Центральный Казахстан. Здесь продолжалось формирование речной сети. Возникает современный Ишим. Образуются две надпойменные террасы на Ишиме, Нуре, Сарысу. На реках восточной части Казахского щита Тундыке, Токрай, Маинты образовалось по одной террасе. К концу среднечетвертичного времени относится возникновение Тенгиз-

Кургальджинской группы озер. В связи с изменением стока по р. Нуре произошло расширение оз. Тенгиз. В стоячих водоемах и в условиях спокойных паводковых вод шло отложение красно-коричневых суглинков. Господствовала степная растительность и только в Кокчетавском районе произрастали на гранитных массивах сосновые боры, а по склонам — смешанные елово-сосново-березовые леса. Климат оставался континентальным, но сравнительно влажным.

Восточный Казахстан и юг Сибири. Во время первого позднеплейстоценового межледниковья произошло интенсивное эрозионное расчленение рельефа. Он приобрел типично горный облик. В поднятия вовлекаются значительная часть предгорий и все межгорья. Величина вреза на юго-западе Алтая достигала 300—500 м, на севере — 200 м, на Сауре она превышает 400 м, а в Туве до 120 м, в районах молодых блоковых перемещений более 500 м. С эпохой сильных тектонических движений в Туве и в Восточном Саяне связано оживление вулканизма, приведшее к излиянию базальтовых лав трещинного и центрального типа в эрозионные понижения. От этой эпохи сохранились лишь локально развитые осадки аллювиального, озерного и озерно-аллювиального генезиса.

В *середине позднего плейстоцена вновь похолодало. В горах* возникли ледники каровые и долинные, имевшие небольшие размеры (до 60 км при мощности до 400 м). Со временем наступания и максимального распространения ледников совпало образование песчано- галечных флювиогляциальных конусов. Отступание ледников происходило неравномерно, свидетельством чему является наличие пяти стадиальных морен, причем последняя охватывает все историческое время. Условно к началу позднего плейстоцена относится формирование вторых террас, а к концу позднего плейстоцена — первых террас крупных рек. В отдельных горных впадинах и котловинах существовали озера часто подпрудного характера (Чуйская и Курайская впадины Горного Алтая). На крупных озерах отмечается трансгрессия, во время которой уровень оз. Зайсан был на 12—25 м выше современного.

Во время максимальной стадии развития оледенения в перигляциальных условиях сформировались два-три горизонта лёссов, разделенных горизонтами погребенных почв или прослоями более грубообломочных пород.

От изменений климата зависело распределение растительного покрова, то степного и тундрового, то лесостепного и лесного.

Восточная Сибирь. Первое позднечетвертичное межледниковье. Орография и план гидрографической сети в это время близки к современным. В самом конце межледниковья усилились тектонические движения в Верхоянском хребте, в Витимо-Патомском нагорье, а также в хребтах Хараулах, Чекановского и Оленекском поднятии. В нижнем течении Лены появились разломы и небольшие по амплитуде сбросы. Климат эпохи был значительно теплее современного. Березовые и березово-еловые леса распространялись до дельты Лены.

Позднечетвертичное ледниковье. Расположение ледниковых покровов напоминало среднечетвертичное ледниковье, однако размеры их были меньше. Ледниковый покров севера Сибирского плоскогорья распадался на ряд изолированных шапок, наиболее значительная из которых была связана с плато Путорана. Отсюда во все стороны распространялись по глубоким долинам узкие ледниковые языки, которые подпруживали долины мелких притоков, где формировались камовые и озовые гряды. Небольшие центры маломощного оледенения существовали *также на Анабаре.*

Верхоянский ледник распространялся до долины Лены, местами даже подпрудил ее, образовав болота и озера. В Прибайкалье оледе-

нение местами распространялось шире, чем в среднечетвертичную эпоху. В эпоху оледенения зона лесов резко сместилась на юг. На пространствах, не занятых льдами, господствовали тундры, южнее — лесотундры, переходящие в степи северного типа со значительной примесью ксерофитов: полярных полыней и т. д. Фауна была представлена мамонтами и другими животными. Ветрами создан дефляционный рельеф (Лено-Вилюйское междуречье) и обширные поля дюн (тукуланов). Во впадинах накапливались лёссы, перемежаясь с ископаемыми почвами.

Прибайкалье и Забайкалье. Первая половина позднего плейстоцена характеризовалась проявлением глыбовых поднятий, сформировавших хребты с высотами более 2400 м. В пределах Селенгино-Олекминского междуречья эти поднятия достигали 500 м, создав средневысотные горы и плоскогорья, и вызвали врезание речной сети, ее перестройки. Для гор Восточного Забайкалья амплитуда поднятий не превышала 350 м. Климат был умеренным, способствовавшим развитию лесной и лесостепной растительности и расселению лошадей, оленей и т. д. Во второй половине позднего плейстоцена сформировался современный рельеф Забайкалья. Следы горного оледенения прекрасно сохранились в виде конечных морен (до 5—7), цирков и каров. Климат был суровым. Преобладали лесостепи северного типа, населенные мамонтами.

Северо-Восток. Позднечетвертичное межледниковье ознаменовалось интенсивностью поднятий и денудационных процессов и повышенной обводненностью в связи с таянием горных ледников. Верхоянская горная область испытала сводовое воздымание, более быстрое на западе, что вызвало перехват верховьев притоков Яны правыми притоками Лены и Алдана и оформление современной речной сети. На восточном склоне межледниковый врез достиг 150—200 м, на юге и западе он превысил 400 м. Врез Лены и Алдана на равнинах Приверховья был равен 30—50 м.

В горной системе Черского, в Верхне-Колымском нагорье и в Охотской области происходило дальнейшее усложнение рельефа. Врез рек в бассейне Колымы достиг 60—80 м. В бассейне Индигирки резко проявились блоковые движения, что привело к разнице высот одновозрастных террас до 60 м.

В Корякском нагорье усилились поднятия и эрозионные процессы. Глубина вреза межледниковых долин достигла 250—300 м. Узкие морские террасы были развиты в районе мыса Наварин на высоте 40—60 м над уровнем моря и у Пекульнейского озера на высоте 40 м, однако принадлежность их к позднечетвертичному межледниковью пока не доказана. Формирование рельефа на п-ове Тайгонос сопровождалось излиянием базальтового вулканизма. На севере распространялась трансгрессия Северного Ледовитого океана. В пределах Колымской низменности существовали озерно-аллювиальные равнины.

Позднечетвертичное ледниковье. Похолодание второй половины позднего плейстоцена на Северо-Востоке выразилось в появлении горных оледенений. На западных склонах Верхоянского хребта направления средне- и позднечетвертичных ледников совпадали. Свои конечные морены они оставили в 10—15 км от передовых хребтов Южного Верхоянья. По восточному склону Верхоянских гор бохапчинское оледенение по площади не совпадало со среднечетвертичным. В местах пересечения древних долин молодые троги врезаны в среднечетвертичные на 100—150 м. Сартанская стадия запечатлена в локальных моренах и в третьем уровне трогов в верховьях рек Сартанг, Нельгехе и др. В горах Черского и в Верхне-Колымском нагорье бохапчинское горно-долинное оледенение развилось в условиях глубоко расчлененного рельефа, но на меньших площадях, чем среднечетвертичное.

Кары этого оледенения расположены на отметках 1700—1800 м. Троги ледников последнего оледенения в ряде районов горной системы Черского были направлены вкрест простирания межгорных впадин. В сартанское время ледники не выходили далеко за пределы районов питания. Горы Черского, Верхне-Колымское и Яно-Оймяконское нагорья развивались во внеледниковых условиях морозного выветривания.

На Охотско-Колымском водоразделе и северном берегу Охотского моря оледенение было ограниченным. Следы его хорошо выражены в верховьях долин рек Охоты, Кухтуя, Ини, Хасына.

В горах Пекульней, на Анадырском нагорье и в Корякских горах были развиты долинные ледники аляскинского типа. На юге Корякской горной системы ледники выдвигались по фиордам в море и формировали ледниковый барьер. В Анадырском нагорье зырянское оледенение имело четыре осцилляции, четко выраженные краевыми ледниковыми комплексами на севере Нижнеанадырской низменности. Ледники оставили два пояса четко выраженных в рельефе краевых ледниковых комплексов в верховьях р. Танюрер и в долинах небольших рек Капчаланских гор.

Небольшие долинные ледники были развиты в Анюйских хребтах и на Чукотском полуострове. От хр. Искатель ледники двигались на юг в сторону зал. Креста, на восточном берегу которого развиты конечные морены и долинные зандры. Сартанскому оледенению соответствуют кары на абсолютных отметках выше 500 м. На низменностях, включая современный морской шельф и Новосибирские острова, формировались озерно-аллювиальные равнины. Климат был холодным и континентальным. Судя по количеству террас, раньше других в начале позднечетвертичной эпохи оформилась долина р. Яны. Долина Индигирки заложилась в сартанское время, а долина Колымы — на рубеже позднечетвертичного времени и голоцена.

Дальний Восток. Имеющиеся материалы указывают на два похолодания и два потепления в позднечетвертичное время. Первое потепление считается межледниковьем, второе потепление часто рассматривают как интерстадиал. Рельеф суши по высотам (редко более 2500 м), морфологическому облику, степени расчленения был близок к современному. Наибольшие поднятия охватили не только центральные части горных систем, но и предгорья. С тектоническими движениями связано оживление разломов и образование верхнего покрова базальтов, лежащего на речных террасах.

Господствовал умеренно-теплый климат, который способствовал развитию обильной растительности и накоплению торфяников. Речная сеть была подобна современной. Во впадинах периодически существовали пресноводные озера. Акватории Охотского и Японского морей были несколько меньше. Аккумуляция осадков происходила преимущественно в межгорных впадинах и в морях. Преобладающими их типами на суше были аллювиальные, озерные и озерно-аллювиальные. На дне дальневосточных морей отлагались глинистые илы. В Приамурье произрастали смешанные леса с примесью широколиственных пород, а в Учуро-Майском районе — темнохвойные и березово-лиственничные леса с примесью широколиственных пород. С первым позднечетвертичным ледниковьем связана эвстатическая регрессия дальневосточных морей и Тихого океана.

Рельеф и речная сеть были подобны современным. В горных областях продолжались слабые прерывистые поднятия, в депрессиях — погружения.

Климат был холодным, что вызвало снижение нижней границы хионосферы до абсолютных высот 300—400 м на севере, 800—1000 м на

юге. Похолодание вызвало возникновение горно-долинного оледенения, охватившего водораздельные части всех крупных горных хребтов. Долинные ледники имели длину до 30—40 км; они оставили боковые и конечные морены мощностью до 100 м.

На дне Охотского моря отлагались илы с прослоями вулканического пепла. Диатомовая флора имела неритический состав с господством арктических и арктобореальных видов. На суше были распространены березово-лиственничное редколесье и тундры (сменявшиеся в Южном Приморье смешанными лесами), а в горах — тундры.

Второе позднечетвертичное межледниковье. В Нижнем Приамурье и Западном Приохотье формировались аллювиальные галечники, пески, суглинки и супеси 8—15-метровых террас и местами погребенные торфяники. В Охотском море отлагались глинистые и алевритовые илы. В нем обитала диатомовая флора с участием неритических видов. Эвстатическая трансгрессия дальневосточных морей и Тихого океана оставила местами низкие морские террасы. Климат был умеренно теплым.

Следы регрессии второго позднечетвертичного межледниковья обнаружены в Охотском море, где на глубине до 30 м под морскими голоценовыми галечниками и песками обнаружены пресноводные илисто-алевритовые отложения позднечетвертичного возраста. Рельеф юга Дальнего Востока в описываемую эпоху по абсолютным и относительным высотам, характеру и степени расчленения был подобен современному. Похолодание вызвало снижение снеговой границы до 700 м на севере и до 1500 м на юге. Площадь оледенения составляла примерно 60 000 км². Длина долинных ледников достигала 40—50 км. В депрессиях формировались озерные и аллювиальные отложения. Растительность — березово-лиственничное редколесье, тундры и горные тундры, местами хвойно-мелколиственные леса.

Сахалин, Камчатка и Курильские острова. Начало позднего плейстоцена ознаменовалось трансгрессией, достигшей максимума в конце позднечетвертичного межледниковья. Сахалин в это время впервые становится островом. Происходит обособление Курильских островов, внешняя гряда которых погрузилась под уровень моря. Камчатка полностью отделилась от Курил. Охотское море в целом приобрело свои современные очертания. На Сахалине, в результате перехватов, р. Лангери изменила свое направление и стала впадать не в залив Терпения, а в Охотское море. Река Камчатка после излияний вулкана Шивелуч, преградивших ей путь на север, изменила свое направление на восточное и нашла выход к морю в Камчатский залив. Приледниковые бассейны были спущены. Расчлененность рельефа возросла и площади останцов поверхностей выравнивания сократились. Активизировалась вулканическая деятельность на Курилах и на Камчатке.

Климат первой половины позднего плейстоцена был близким к современному, а на о-ве Сахалин — теплее. Лесотундра и тундра сохранились только в северных районах и отдельными пятнами — по среднегорным массивам. Склоны возвышенностей были покрыты хвойными лесами, а на юге — хвойными лесами с примесью широколиственных пород. Вторая половина позднего плейстоцена ознаменовалась похолоданием, оледенением ряда районов и небольшой регрессией. Сахалин, по-видимому, воссоединился с материком, частично осушились заливы Терпения и Анивский, увеличился п-ов Терпения и отступила береговая линия восточного побережья.

Физическое выветривание способствовало образованию грубообломочных и крупнозернистых отложений.

Позднечетвертичное оледенение на Сахалине носило горно-долинный характер. Основные ледосборные центры располагались в Восточно-Сахалинских горах.

Курильские острова увеличили свою площадь. Небольшие ледники располагались на самых крупных вулканах, продолжавших извергаться. Остров Парамушир соединился с Камчаткой. На Камчатке ледники вновь получили широкое развитие в горах. Срединная часть Камчатского дола была занята озером. Климат был довольно суровый. Тундра и лесотундра доминировали на Камчатке, Курилах и Северном Сахалине; для Среднего и Южного Сахалина была характерна хвойно-мелколиственная растительность.

ПОСЛЕЛЕДНИКОВЬЕ

Палеогеоморфологические условия за короткое послеледниковое время (10—12 тыс. лет) изменились незначительно.

Позднеледниковье, несмотря на свою кратковременность, все же характеризуется рядом событий общих для всей территории: 1) образованием пойменных террас в долинах рек, 2) формированием большинства торфяников, 3) изменением климата с повсеместным проявлением в средней полосе послеледникового климатического оптимума, 4) проявлением на берегах морей небольшой послеледниковой трансгрессии.

В Прибалтике начало послеледниковья принимается со времени трансгрессии второго Иольдиевого моря. Последовавшее за отступанием ледника поднятие привело к осушению Датских проливов и превращению Балтики в опресненное Анциловое озеро, заселенное пресноводной фауной. Потепление климата и поднятие уровня океана вызвало прорыв морских вод и образование Литторинового моря (7200—4900 лет). После небольшого похолодания уровень Литторинового моря понижается, и через древнебалтийскую стадию оно становится современным (Балтийским).

На северном побережье Кольского полуострова этим трансгрессиям соответствуют уровни Pholas, Tapes I и II и Trivia и Ostrea, отвечающие древнебалтийскому уровню. Трансгрессия Pholas является первым повышением уровня моря, не связанным непосредственно с притоком талых ледниковых вод. Падение уровня моря Pholas сопоставляется с началом послеледникового климатического оптимума. Для трансгрессии Tapes характерны благоприятные условия развития морской фауны и флоры.

Баренцево море в современных пределах сформировалось около 2000 лет назад. На шельфе обнажаются древние отложения, подвергающиеся размыву.

К началу голоцена уже существовала растительная зональность подобная современной. Началось образование торфяников. В раннем голоцене на Русской равнине были широко распространены березовые и сосновые леса, в средней полосе почти полностью исчезла ель, на Среднем Урале уменьшилось количество лиственницы. Лес наступал на степь, отодвинув ее к югу на 300 км, а по долинам рек проникая до Черного моря. На боровых террасах Днепра произрастали сосновые леса, в долине Южного Буга — широколиственные. В среднем голоцене тундра и лесотундра сохранялись лишь на севере. Лесная зона продвинулась до Баренцева и Печорского морей. Северная граница 800-километровой полосы широколиственных лесов проходила по 57—53 параллели. К концу голоцена в лесах сильно увеличилось количество ели. На юге господствовали степь и лесостепь, но по долинам росли леса. В позднем голоцене широколиственные породы встречались уже реже.

Кавказ к началу голоцена почти полностью приобрел современный облик. Продолжающиеся поднятия имели незначительную амплитуду. В связи с улучшением климата размеры оледенения на Кавказе резко сократились. Морены голоценового возраста встречаются на расстоянии нескольких сотен метров от современных ледников. Значительные области низкогорного и среднегорного рельефа были покрыты лесной растительностью, что вызвало замедление денудации. В период климатического оптимума на равнинах Северного Предкавказья и Закавказья существовал жаркий аридный полупустынный климат. По-видимому, речной сток в это время сильно уменьшился и возникли обширные дюнные области. Вулканическая деятельность на Кавказе в основном прекратилась.

На севере Западно-Сибирской низменности в начале послеледниковья уровень моря был, по-видимому, ниже современного на 10—30 м. Позднее произошла ингрессия, во время которой сформировались лайдовые уровни побережий высотой до 8 м. Рельеф и гидрографическая сеть имели современный облик. В верхней части аллювия пойм обнаружены уже скелетные остатки человека и стоянки железного и бронзового веков. Оптимум послеледниковья во всех климатических зонах характеризовался сдвигом границ растительных зон к северу на несколько сотен километров.

В Центральном Казахстане в голоцене завершилось формирование современных долин рек Ишима, Сарысу, Нуры, Тундыка и др.

Палеогеографические условия на территории Средней Азии мало отличались от современных. Тектонические движения продолжались менее интенсивно, сохраняя общую тенденцию к поднятию. Свидетельством этих движений являются деформации позднечетвертичных террас и сильная сейсмичность большинства горных и предгорных районов страны.

Аридный климат испытывал небольшие колебания в отношении увлажненности и температуры. Эти колебания нашли отражение и в Каспийском море, в котором в течение голоцена существовала новокаспийская трансгрессия, протекавшая в три фазы; уровень Каспия в максимальную фазу поднимался на 6 м выше современного.

На Закаспийских равнинах продолжались процессы дефляции песчаных отложений, усиливавшиеся под воздействием человека, который вносил изменения и в распределение поверхностных водотоков, создавая оросительные системы.

В горах Средней Азии в течение голоцена продолжалось сокращение ледников, среди которых преобладали долинные и каровые. Растительный и животный мир, существовавший в Средней Азии в голоцене, не отличался от современного.

На равнинах Восточной Сибири в долинах всех крупных рек образовалась I надпойменная терраса и пойма. В горных странах, особенно в Верхоянском хребте, на отдельных, особенно интенсивно поднимающихся участках, сформировалось до четырех-пяти террас.

В послеледниковой истории Сибирской платформы можно выделить несколько фаз развития. Более древняя из них может быть названа озерной. Озерный ландшафт сформировался в эпоху, следовавшую непосредственно за таянием позднечетвертичных ледников. Следующая фаза отвечает эпохе климатического оптимума. Ей соответствует последняя генерация дюн, ныне закрепленных древесной растительностью. По-видимому, именно с отложениями ксеротермической фазы связаны довольно частые находки каменных орудий позднего каменного века. Третья, или собственно современная, фаза отвечает нижнему уровню поймы.

Рельефообразование на Северо-Востоке происходило при тектонической мобильности и резко континентальном климате. Величина послеледникового вреза в речных долинах исчисляется в 40—70 м. В наиболее высоких горных группах альпинотипный характер глубоко расчлененного рельефа подчеркивается наличием современного карового и долинного оледенения. Геоморфологические процессы, обусловленные вечной мерзлотой и морозным выветриванием, широко распространились в области средне- и низкогорного рельефа. На низменностях в первую половину современной эпохи получили широкое распространение термокарстовые процессы, чему способствовало общее потепление климата и связанное с ним увеличение мощности деятельного слоя. В результате проявления термокарста поверхность позднечетвертичной озерно-аллювиальной равнины с включенными в нее трещинно-жильными льдами претерпела существенные изменения.

Судя по затоплению молодых долин Индигирки и Колымы в пределах шельфа Восточно-Сибирского моря, современная береговая линия была сформирована в начале голоцена. К голоцену относится трансгрессия дальневосточных морей и Тихого океана. В Приохотье воды ее перекрыли следы всех предыдущих трансгрессий; лишь в Приморье она была менее значительной, чем предыдущая.

В горных районах продолжались поднятия, в депрессиях Нижнего Приамурья — погружения. В Верхне-Зейской и Амуро-Зейской депрессиях, судя по слабому развитию пойм, преобладали поднятия. В это время на поверхности террас и плоских водоразделах формировались торфяники и озерно-аллювиальные отложения пойм.

Для Среднеамурской депрессии была характерна следующая смена лесов: ранний голоцен — смешанные лиственные и широколиственные леса, средний голоцен — широколиственные леса, поздний голоцен — хвойно-широколиственные леса; для Нижнего Приамурья [164]: ранний голоцен — елово-сосновые леса с примесью широколиственных пород, средний голоцен — темнохвойно-широколиственные и хвойные леса с примесью березы и широколиственных пород, поздний голоцен — березово-еловые леса.

На дне Охотского моря отлагались глинисто-диатомовые илы, содержащие флору диатомовых.

За послеледниковое время существенных изменений в палеогеографии Курил, Камчатки и Сахалина не произошло. За этот небольшой отрезок времени окончательно завершилось формирование современного облика рельефа.

Осадконакопление в морях и крупных озерах в послеледниковье

Переход от эпохи последнего оледенения к послеледниковью ознаменовался существенными изменениями условий осадконакопления в большинстве омывающих СССР морей и в озерных водоемах.

Наиболее важными геологическими событиями, отмечающими начало послеледниковья в морских бассейнах, следует считать эвстатическую трансгрессию и потепление климата. Были залиты значительные участки низменной суши и расширились площади шельфов, особенно в бассейне Северного Ледовитого океана. Расширились и углубились шельфы и проливы, усилилась связь морей с океаном, что способствовало проникновению теплых океанских вод в некоторые районы, ранее занятые холодными водными массами, а вместе с ними — и проникновению на север более теплолюбивой фауны.

Вынос терригенного материала с суши, по-видимому, был очень обильный в самом конце плейстоцена, но по мере развития трансгрессии и с исчезновением ледникового питания, резко сократился.

Ослабление вулканической деятельности сократило поставку в водоемы пирокластического материала по сравнению с поздним плейстоценом. Претерпев резкие изменения на рубеже плейстоцена и голоцена, условия осадконакопления менялись затем уже менее существенно. Современные послеледниковые условия наступили, по-видимому, не синхронно на разных широтах: в дальневосточных морях это произошло раньше, чем в морях Северного Ледовитого океана. Во внутриконтинентальных водоемах современные условия установились гораздо позже конца оледенения, а в течение послеледниковья имели место существенные изменения фациальной обстановки.

Северный Ледовитый океан. Основную площадь занимают шельфовые моря, окончательно сформировавшиеся в их современном виде лишь в течение голоцена, в результате послеледниковой эвстатической трансгрессии. Во время климатического оптимума (около 5000 лет назад) произошла литториновая трансгрессия.

Почти идеально выровненные шельфы от моря Лаптевых до Чукотского были слабо наклонены к северу, их рассекали только древние затопленные речные долины. Глубина края шельфа до 100 м. Рельеф дна Баренцева и Карского морей был резко расчлененный. Впадины и желоба с относительной глубиной и несколько сотен метров чередовались здесь с массивными поднятиями и грядами. Край шельфа был погружен на значительную глубину (250—500 м). В Белом море опресненные эстуарии и дельты крупных рек, мелководные бухты, архипелаги с множеством проливов создавали разнообразные условия осадконакопления. Материковый склон с подводными каньонами представлял собой уступ, более крутой в верхней части, а на глубинах 2—3 км постепенно переходящий в ложе океана. Дно океанских котловин Макарова и Нансена было выровненное, аккумулятивное.

В настоящее время и в течение всего голоцена осадконакопление в Северном Ледовитом океане и его морях происходит в условиях сурового полярного климата. Только на западе вторгаются относительно теплые атлантические воды, влияющие на гидрологию Баренцева и северной части Карского морей.

В Арктический бассейн постепенно проникали относительно тепловодные морские донные организмы, обогащавшие и отчасти вытеснявшие арктическую фауну ледникового периода, сохранявшуюся в наиболее чистом виде на шельфах морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. Наибольшего расцвета фауна достигла в Баренцевом море, где присутствие атлантических форм было максимальным. Несколько обогащается бентос и в Чукотском море, куда через Берингов пролив проникли представители тихоокеанской фауны.

В течение послеледниковья на всей описываемой площади отлагались почти исключительно терригенные осадки от галечно-гравийных до глинистых; основными агентами переноса на малых глубинах являются волны, а ниже — течения. В течение большей части года действие волн было ослаблено льдами, что привело к более широкому распространению мелкозернистых (особенно алевритовых) осадков на гляциальных шельфах по сравнению с неледовыми районами.

Во всех морях, особенно у гористых берегов, в узкой прибрежной полосе встречаются галечно-гравийные осадки. Более широко распространены на шельфах пески, особенно в Баренцевом, а также в Карском и Белом морях. Пески отчетливо приурочены к прибрежной волновой зоне, к проливам с интенсивными приливными течениями, к мелководьям открытого моря, к краю террасовых уступов и к промежуточным участкам между затопленными речными долинами. На песках селятся двустворчатые моллюски, а на участках размыва и на прибреж-

ных полосах грубообломочных осадков в Баренцевом и Белом морях — мшанки, губки, двустворки, брахиоподы и др. Наибольшим распространением на шельфах пользуются алевриты. Преобладание алевритовых осадков на шельфах северных морей можно объяснить относительно низкой из-за ледового покрова гидродинамической активностью вод и преобладанием материала алевритовой размерности в продуктах выветривания полярных и субполярных областей. В алевритах обитали тонкостенные двустворки и гастроподы.

Наибольшие мощности послеледникового слоя отмечаются в пелитовых (глинистых) илах, отложившихся в ложбинах и желобах шельфа, в защищенных от волн и течений заливах, у подножия уступов, в участках круговоротов течений, «в тени» островов, т. е. в условиях затишных придонных вод. Ложе океана и материковый склон были покрыты относительно маломощным (менее 20 см) слоем послеледниковых глинистых осадков. С пелитовыми осадками связаны находки мягкотелых илоедов (иглокожих, полихет) и фораминифер. Количественно бедна фауна абиссали. Помимо терригенных осадков на склоне западного желоба Баренцева моря встречены биогенные кремнево-губковые осадки. Хемогенное минералообразование также ограниченно развито. В терригенных осадках в Белом, Баренцевом и Карском морях встречены железо-марганцевые конкреции, но только в маломощной поверхностной окисленной пленке осадков; широко распространен аутигенный пирит. Характерной примесью послеледниковых осадков является грубообломочный материал ледового разноса (галька, гравий).

Дальневосточные моря. Послеледниковая история осадконакопления восточных морей протекала в условиях интенсивных тектонических движений, вулканической и сейсмической активности. Послеледниковая трансгрессия, расширяя площадь шельфов, создавала некоторые новые проливы. Осадконакопление в дальневосточных морях происходило в голоцене в условиях умеренного гумидного климата, при наличии льдов на северных шельфах морей и их отсутствии над котловинами, в водах нормальной океанической солености, по структуре относящихся к типу субарктических. Моря эти, особенно Берингово и Охотское, в меньшей степени — Японское, связаны интенсивным водообменом с океаном и имеют общие черты с водоемами океанического типа. Значительную роль в осадкообразовании играют приливные течения, скорости которых иногда весьма значительны. Большая часть мелководий находится под воздействием крупных океанских волн.

В дальневосточных морях и северо-западной части Тихого океана обитает морская фауна и флора арктического, бореального и тропического происхождения. Развита донная фауна всех глубин: от прибрежных мелководий до глубоководных желобов.

В течение послеледниковья в дальневосточных морях и прилегающих частях Тихого океана накапливались терригенные, вулканогенные и биогенные осадки. Терригенные осадки распространены главным образом на шельфе и материковом склоне, где они представлены всеми гранулометрическими типами. Хорошо развит прибрежный пояс гравийно-галечных осадков. Принадлежность этих осадков к послеледниковым не везде бесспорна; часть гравийно-галечного материала, по-видимому, унаследована от плейстоценовых регрессий.

На грубообломочных осадках, а также на скалистых участках обитали губки, мшанки, усоногие раки, гидроиды, в прибрежных районах — моллюски и брахиоподы. Среди грубообломочных терригенных обнаружены пятна известково-мшанковых кораллово-мшанковых, балянусовых и кремнево-губковых осадков. Терригенные пески накапливаются преимущественно на шельфах, покрывая всю их поверхность, а на мелко-

водьях Охотского и Берингова морей распространены только в верхней части шельфа. В песках шельфов обнаружены фораминиферы, моллюски и ежи. Фауна глубоководных песков гораздо беднее. Алевриты являются характерными осадками нижней части широких шельфов и верхней части материкового склона. Местами встречаются терригенно-биогенные диатомовые разности. Переход от песков к алевритам на шельфе сопровождается существенными изменениями в составе фауны, которая представлена тонкостенными моллюсками и офиурами.

Терригенные глинистые (пелитовые) илы не характерны для послеледниковья дальневосточных морей. В гидродинамических условиях, благоприятных для накопления пелитовых осадков, в послеледниковое время развивалось интенсивное биогенное кремненакопление.

Особое место занимают морские вулкано-терригенные осадки, приуроченные к островным дугам с андезитовым вулканизмом. Процессы переноса, сортировки и осаждения в морской среде сближают их с терригенными осадками. Среди вулкано-терригенных осадков встречаются чисто пирокластические разности, образующиеся вблизи действующих вулканов. Пояс распространения вулкано-терригенных осадков протягивается вдоль восточных берегов Камчатки, по обе стороны Курильских островов и у восточного побережья Японии. В поперечном направлении вулкано-терригенные осадки сменяются биогенными и биогенно-терригенными пелитовыми осадками глубоководных областей океана и окраинных морей. Пояс вулкано-терригенных осадков окаймлен широким ареалом рассеянного вулканического пепла в других типах осадков. Как и среди терригенных осадков, в рассматриваемой группе выделяются различные гранулометрические типы: 1) грубообломочные вулкано-терригенные осадки, имеющие распространение в прибрежной полосе и на краю шельфов; 2) пески, которые являются преобладающим типом для вулкано-терригенных осадков островных дуг; основные зоны их аккумуляции располагаются на склонах, в межгорном желобе, в аккумулятивных шлейфах на подходах к проливам, в заливах и бухтах (пески встречаются на глубинах до 2—3 км); 3) вулкано-терригенные алевриты, развитые на склонах ниже песков (в Курило-Камчатском желобе они распространяются до глубин 3—5 км).

Биогенные кремнистые осадки — диатомовые илы — занимают основную часть площади дна глубоководных котловин Берингова и Охотского морей. Слабо кремнистые диатомовые илы развиты по периферии котловин, на склонах, относительно тихих частях широких шельфов, а также в западной части котловины Японского моря, на дне Курило-Камчатского глубоководного желоба и в смежной части ложа Тихого океана. Послеледниковый слой диатомовых илов залегает частично на терригенных, частично на слабо кремнистых диатомовых илах плейстоценового возраста. Они содержат более холодноводную фауну фораминифер и губок и флору диатомовых водорослей, а спорово-пыльцевые комплексы свидетельствуют о гораздо более холодном климате прилегающей суши. Кроме диатомовых илов, в отдельных участках нижней части шельфа и склона островных дуг встречаются кремневогубковые (спикуловые) осадки.

Карбонатонакопление в дальневосточных морях происходит слабо, в основном за счет органогенного детрита.

В илистых осадках послеледникового возраста выделяется верхний коричневый окисленный слой, а ниже залегают восстановленные осадки, обогащенные органическим веществом. В восстановленных осадках встречаются гидротроилит и пирит. На некоторых участках шельфов и в верхних частях склонов Японских и Курильских островов отмечено аутигенное глауконитообразование.

Внутриконтинентальные бассейны аридной зоны юга СССР. На юге СССР в послеледниковое время располагаются глубоководные котловинные бассейны Черного и Каспийского морей. Северное мелководье Каспийского моря, залив Кара-Богаз-Гол, Азовское море относятся к типу мелководных платформенных водоемов.

В платформенных условиях развиваются также многие озерные бассейны аридной зоны, из которых наиболее крупными являются Аральское море, озера Байкал и Иссык-Куль. За исключением отдельных изолированных осолоненных заливов, лишенных речного стока (Кара-Богаз-Гол, Сиваш) они являются солоноватоводными водоемами, их воды обладают относительно повышенным содержанием карбонатов кальция, а иногда магния. Речной сток обеспечивает для большинства из этих водоемов интенсивное питание терригенным материалом.

Для Черного моря характерно наличие глубоководной котловины (до 2200 м), крутого материкового склона и узкого шельфа. В послеледниковое время связь Черного моря с Мировым океаном восстановилась через проливы Босфор, Дарданеллы и Средиземное море. Условия осадкообразования и распределение основных типов древнечерноморских осадков на дне Черного моря были близки к современным. Современные осадки отлагаются в условиях бассейна пониженной (18—23‰) солености с заметно повышенным содержанием в воде карбонатов кальция, при сероводородном заражении глубинных (глубже 150—200 м) вод и в условиях господства аридного климата на большей части акватории и прилегающей водосборной площади (за исключением Закавказья).

На шельфах Черного моря в насыщенных кислородом водах в послеледниковье происходили процессы биогенного карбонатонакопления, обусловленные бурным развитием осадкообразующих двустворчатых моллюсков. На северо-западном мелководье и у Керченского пролива располагались обширные поля ракушечников, переходящие на малых глубинах в известковые пески, а с ослаблением гидродинамической активности — в слабо известковистые алевриты («мидиевый» и «фазеолиновый» ил). Бескарбонатные пески и алевриты обнаружены в прибрежных районах и у устьев рек. Дно котловины покрывал слой пелитов, отложившихся в резко восстановительной (сероводородной) среде. В окисленном слое илистых осадков крымского шельфа местами, в условиях относительно слабого поступления терригенного материала, образуются мелкие железо-марганцевые конкреции. Донная фауна в котловинах отсутствует.

Азовское море характеризуется преобладанием терригенного осадконакопления (алевриты, пелиты). Осадкообразование развивается в основном по типу гумидного литогенеза, но с некоторыми чертами аридного (в Сивашской лагуне выпадают хемогенным путем не только кальцит и доломит, но также гипс и галит). В западной части моря развиты ракушечные пески и ракушечники небольшой мощности. Море изобилует двустворками.

Каспийское море представляло собой замкнутый опресненный бассейн. Две его глубоководные котловины (с максимальными глубинами 1020 м — южная и 770 м — северная) были разделены мелководным Апшеронским порогом, который в течение всего послеледниковья находился под водой. С севера примыкал широкий мелководный платформенный шельф, на котором была развита аванделыта Волги. Соленость вод колеблется от нескольких промиллей на севере до 12—13‰ на юге. Только в изолированном заливе Кара-Богаз-Гол вода была резко осолонена. В течение послеледниковья выделяются одна хорошо выраженная регрессия (позднехвалынское время) и последующая за ней ново-

каспийская трансгрессия, в результате которой уровень моря поднялся на 35—40 м.

Наступление новокаспийской трансгрессии ознаменовалось усилением речного стока, возрастанием роли карбонатов и сменой более грубых осадков относительно тонкозернистыми. В самое последнее время отмечается начало новой регрессии.

Осадконакопление развивалось на большей части водоема в условиях аридного климата, слабого привноса терригенного материала с засушливых, лишенных рек, восточных и южных берегов и очень интенсивного терригенного питания с запада и севера. Во впадинах западного шельфа и в придельтовых участках за новокаспийское время накопилась толща терригенных и биогенно-терригенных песчано-алевритовых осадков. На удаленных от суши частях северного шельфа преобладали ракушечники, ракушечные пески и алевриты, а в резко аридной области восточного шельфа, кроме биогенных, еще хемогенные оолитовые пески и хемогенно-обломочные известковые илы. В заливе Кара-Богаз-Гол в результате испарения происходит выпадение мирабилита, гипса и карбонатов Ca и Mg. На дне глубоководных котловин новокаспийские отложения представлены терригенными и слабо известковистыми, преимущественно пелитовыми осадками. Для новокаспийской истории бассейна характерны проявления грязевого вулканизма как на шельфе, так местами и на дне глубоководных котловин.

Фауна солоноватоводного Каспийского моря качественно обеднена. В ней слабо представлены фораминиферы, кремнероговые губки, гидроиды, мшанки; наиболее распространены были моллюски.

Аральское море и озеро Балхаш — это мелководные, слабо осолоненные бессточные озера с интенсивным речным питанием, которое поддерживает их существование в условиях резко аридного климата. Реки несут в озера большие количества взвешенных веществ, в том числе много кальцита и растворенных карбонатов. В озерах происходило накопление хемогенных и терригенных карбонатных осадков в сочетании с бескарбонатными песчано-глинистыми осадками, приуроченными к придельтовым участкам рек. Биогенное карбонатонакопление имело меньшее значение, хотя обломки раковин моллюсков являлись обычной примесью в осадках. В озерах обитали двустворки, остракоды и диатомовые водоросли.

Внутриконтинентальные водоемы умеренной гумидной зоны. В этой климатической зоне расположено опресненное внутриматериковое Балтийское море, а также Ладожское и Онежское озера, которые образуют единую систему послеледниковых платформенных водоемов. Глубоководное оз. Байкал заполняет тектоническую депрессию типа грабена. В гумидной зоне песчано-глинистые осадки являются преобладающими, но наряду с ними в оз. Байкал, а также в Ладожском и Онежском озерах образовываются диатомовые илы.

В восточной части Балтийского моря осадки целиком терригенные. Фауна обеднена по сравнению с нормальной морской. Для послеледниковых осадков внутриконтинентальных водоемов гумидной зоны характерно повышенное содержание органического вещества, а также Fe, Mn, P. В нижележащих восстановленных осадках широко распространены гидротроилит и пирит, а в Байкале — еще и вивианит.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На протяжении четвертичного периода шло формирование широко распространенных месторождений строительных материалов, горючих ископаемых, россыпей и других полезных ископаемых.

Промышленные скопления валунов, галечников и гравия, используемые в строительстве и в качестве балласта, в северных районах страны возникли преимущественно в ледниковые эпохи и связаны с распространением флювиогляциальных отложений. Особенно многочисленны месторождения гравия и галечников в зоне развития покровного позднечетвертичного оледенения, где они, как правило, приурочены к аккумулятивным ледниковым формам рельефа: камам, озам и др. В южных районах страны подобные отложения имеют преимущественно аллювиальное происхождение. Поставщиком гравийно-галечникового материала в некоторых районах являются морские современные пляжи.

Многочисленные месторождения кирпичных глин в северных районах страны связаны с развитием ленточных глин, сформировавшихся в озерно-ледниковых бассейнах в позднеледниковое время. В южных районах в качестве сырья для кирпичного производства широко используются лёссы и лёссовидные суглинки. Формирование отдельных горизонтов лёссов, как считает большинство исследователей, произошло в перигляциальной зоне оледенений. Наиболее благоприятные условия для лёссообразования существовали на юге Украины, на юге Западно-Сибирской низменности, на Северном Кавказе и в Средней Азии.

Среди горючих полезных ископаемых четвертичного возраста наибольшее значение имеют месторождения торфа. Огромные площади заняты торфяниками на севере Русской равнины и на Западно-Сибирской низменности. Почти все торфяники возникли в послеледниковое время. Со времени послеледникового климатического оптимума площади, занятые торфяниками, увеличились вдвое. В качестве топлива, а также для производства газа, масел, лаков и как корм для скота, используется сапропель, запасы которого также очень велики. Залежи сапропелита встречаются главным образом в лесной зоне в условиях моренного ландшафта, где он накопился в озерных водоемах в послеледниковое время.

В северной и частично средней полосе Русской равнины к четвертичным отложениям приурочены месторождения озерных железных руд.

С нижнечетвертичными аллювиальными отложениями в низовьях Амура связано месторождение бурых железняков.

В качестве потенциальных источников высокоглиноземного сырья следует рассматривать олигоцен-четвертичные или неоген-четвертичные аллювиальные отложения, сформировавшиеся за счет переотложения древних кор выветривания и поэтому имеющие повышенное содержание каолинита (олигоцен-четвертичная белогорская свита в Амуро-Зейской депрессии). Неисчерпаемыми месторождениями строительного камня служат неоген-четвертичные и четвертичные вулканические образования — лавы и туфы (Кавказ, Сихотэ-Алинь, Камчатка).

Четвертичный и современный возраст имеют многие промышленные залежи различных солей: хлористо-натровых, сернисто-натровых, содовых, борных и др.

Чрезвычайно важна роль четвертичных отложений различного возраста как коллекторов россыпных месторождений золота, платины, касситерита, вольфрамита, ильменита, рутила, а также алмазов. Наибольшее промышленное значение имеют аллювиальные долинные россыпи, возникшие в послеледниковое время. Важной эпохой образования погребенных древних россыпей во многих районах страны явилось лихвинское межледниковье.

На Северо-Востоке СССР известны межледниковые россыпи, перекрытые моренами последнего оледенения и образовавшиеся или в эпоху казанцевского межледниковья, или в одну из межстадиальных фаз.

На Дальнем Востоке известны россыпи золота и касситерита неоген-четвертичного возраста, перекрытые четвертичными базальтами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев М. Н. Стратиграфия континентальных неогеновых и четвертичных отложений Вилюйской впадины и долины нижнего течения р. Лены. — «Труды Геол. ин-та АН СССР», вып. 51, 1961, 118 с.

2. Али-Заде А. А. Палеогеновые отложения Азербайджана. Баку, Азнефтеиздат, 1947, 82 с.

3. Апухтин Н. И., Экман И. М., Яковлева С. В. Четвертичные отложения северо-запада Русской платформы. — Сб. ВСЕГЕИ, «Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии», вып. 6. М., «Недра», 1967, с. 39—81.

4. Архангельский А. Д., Страхов Н. М. Геологическое строение и история развития Черного моря. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1938, с. 226.

5. Архипов С. А. Четвертичный период в Западной Сибири. Новосибирск, «Наука», 1971, 332 с.

6. Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее обрамления (гл. ред. А. П. Виноградов). Изд. Всес. аэрологического треста, 1961.

7. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Т. IV (Кайнозой). Изд. Всес. аэрогеологического треста, 1967.

8. Ахметьев М. А. К вопросу о границе между палеогеновой и неогеновой системами на Дальнем Востоке. — «Известия АН СССР. Сер. геол.», 1965, № 12, с. 67—78.

9. Балтакис В. И. Осадочные формации и литологические комплексы палеогена и неогена Южной Прибалтики. — «Труды Ин-та геологии», Вильнюс, вып. 3, с. 277—322.

10. Баранова Н. М., Зелинская В. А., Зернецкий Б. Ф. и др. Стратиграфия УССР. Т. IX (Палеоген). Киев, Изд-во АН УССР, 1963, 319 с.

11. Баранова Ю. П., Бискэ С. Ф. Стратиграфия кайнозоя и история развития рельефа Восточно-Сибирской низменности. — В кн.: Труды Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР», вып. 8. Новосибирск, 1964, с. 41—63.

12. Баранова Ю. П., Биске С. Ф. Северо-Восток СССР. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1964, 290 с.

13. Баранова Ю. П., Биске С. Ф., Гончаров В. Ф. и др. Кайнозой Северо-Востока СССР. — «Труды Ин-та геол. и геофизики СО АН СССР», вып. 38. М., 1968, 124 с.

14. Безруков П. Л., Лисицин А. П. Осадкообразование в дальневосточных морях в четвертичное время. — «Труды Комиссии по изуч. четвертичного периода», т. XIII, 1957, с. 377—385.

15. Беккер-Мигдисова Е. Э., Мартынов О. М. Местонахождение миоценовых насекомых в Центральном Тянь-Шане и описание нового вида цикадки. — «Докл. АН СССР, нов. сер.», т. 78, № 4, 1951, с. 761—765.

16. Беккер-Мигдисова Е. Э. Третичные энтомофауны СССР, их изученность и перспективы дальнейших исследований. — В сб.: Стратиграфия и палеонтология мезозойских и палеоген-неогеновых отложений континентальных отложений Азиатской части СССР. Изд-во «Наука», Л., 1967, с. 238—242.

17. Белов Н. А., Лапина Н. Н. Донные отложения Арктического бассейна. Л., «Морской транспорт», 1961, 152 с.

18. Беляева Е. И. Болотный носорог *Cadurcodon zaisanensis* sp. nov. — «Палеонтологический журнал», 1962, № 4, с. 116—123.

19. Берсенев И. И., Устиновский И. Б., Бурьянова И. З. и др. Палеогеновая система. — В кн.: Геология СССР, т. 32 (Приморский край). М., «Недра» 1969, с. 317—344.

20. Бобринская О. Г., Негодаев-Никонов К. Н. Палеоген. — В кн.: Стратиграфия осадочных образований Молдавии. Изд-во МССР, Кишинев, 1964, с. 226—254.

21. Бойцова Е. П., Панова Л. А. Комплексы спор и пыльцы из континентальных отложений палеогена и неогена Западно-Сибирской низменности и Казахстана. — В сб.: Стратиграфия и палеонтология мезозойских и палеоген-неогеновых континентальных отложений Азиатской части СССР. Л., 1967, с. 262—270.

22. Борсук М. О. Обзор изученности кайнозойских флор северо-западной части Тихоокеанской биогеографической области. — В кн.: Биостратиграфия фаций и флор кайнозоя северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Наука», 1969, с. 34—37.

23. Броневой В. А., Жилин С. Г., Кирюхин Л. Г. и др. Аральская свита и проблема границы между палеогеном и неогеном в Западном Казахстане. — «Сов. геология», № 3, 1967, с. 23—33.

24. Булейшвили Д. А. Геологическое строение межгорной депрессии Грузии и перспективы ее нефтеносности. — «Труды ВНИГРИ», вып. 3, Л., 1957, с. 293—335.

25. Булейшвили Д. А. *Геология и нефтегазоносность межгорной впадины* Восточной Грузии (под ред. В. Е. Хаина). Л., Гостоптехиздат, 1960, 239 с.

26. Буряк В. Н. К истории геологического развития Восточно-Кубанского *прогиба в неогене.* — «Труды Краснодарского филиала ВНИИ», вып. 1, 1959, с. 190—201.

27. Вакуленко А. С. Палинологическая характеристика нижнекайнозойских отложений низовьев реки Индигирки. — В кн.: Уч. записки НИИГА (палеонтология и биостратиграфия), вып. 21. Л., 1968, с. 111—119.

28. Вангенгейм Э. А., Зажигин В. С. Некоторые итоги изучения антропогеновой фауны млекопитающих Западной Сибири. — В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1965, с. 301—310.

29. Вангенгейм Э. А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии четвертичных отложений Сибирской платформы и прилегающих к ней районов. — В кн.: Хронология и климаты четвертичного периода (Междунар. геол. конгресс, XXI сессия, проблема 4). М., «Наука», 1960, с. 162—172.

30. Варенцов М. И. Геологическое строение западной части Куринской депрессии. — «Труды Ин-та нефти АН СССР», М. — Л., 1950, 258 с.

31. Васильев В. А. Стратиграфия четвертичных отложений Таджикистана. — В кн.: Новейший этап геологического развития территории Таджикистана. Душанбе, 1962, с. 5—35.

32. Васьковский А. П. *Очерк стратиграфии* антропогеновых (четвертичных) отложений крайнего Северо-Востока Азии. — «Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР», вып. 16. М., 1963, с. 24—53.

33. Веклич М. Ф. Стратиграфия лёссовой формации Украины и соседних стран. Киев, «Наукова думка», 1968, 238 с.

34. Веножинскене А. И. Спорово-пыльцевые комплексы третичных отложений Южной Прибалтики. — В сб.: Дочетвертичная микропалеонтология, М., 1960, с. 247—252.

35. Венглинский И. В., Утробин В. Н. О некоторых вопросах стратиграфии и нефтегазоносности миоцена Закарпатья. — В кн.: Вопросы нефтегазоносности Украины. Киев, 1964, с. 127—143.

36. Вийдинг Х. А. *Распространение и петрография эрратических валунов* Эстонской ССР. — «Труды регионального совещ. по изуч. четвертичных отложений Прибалтики и Белоруссии науч. сообщ. инст. геол. и географ. АН Лит. ССР)», т. IV. *Таллин*, 1957, с. 285—295.

37. Власов Г. М. Об изменениях климата в палеогеновое и неогеновое время на территории Дальнего Востока. — «Докл. АН СССР», т. 157, № 3, 1964, с. 589—592.

38. Вялов О. С. Палеогеновый флиш северного склона Карпат. Киев, Изд-во АН УССР, 1961, 135 с.

39. Вялов О. С. О схеме подразделения паннона Закарпатья по остракодам. — В кн.: Ископаемые остракоды. Киев, «Наукова думка», 1966, с. 187—189.

40. Габриелян А. А. Палеоген и неоген Армении. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1964, 299 с.

41. Ганешин Г. С., Зубаков В. А. и др. Объем, содержания и терминология стратиграфических подразделений четвертичной системы. — «Сов. геология», № 8, 1961, с. 3—15.

42. Ганешин Г. С. Основные этапы истории развития рельефа Приморья. — «Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии СССР, нов. сер.», вып. 1, 1965, с. 52—75.

43. Гарецкий Р. Г., Мерклин Р. Л., Яншин А. Л. Морские нижнемиоценовые отложения в Приаралье. — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», т. 33, вып. 6, 1958, с. 99—108.

44. Геккер Р. Ф., Осипова А. И., Бельская Т. Н. Ферганский залив палеогенового моря Средней Азии. М., Изд-во АН СССР, 1962. Кн. 1 — 335 с., кн. 2 — 332 с.

45. Герасимов И. П., Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР. — «Труды Ин-та географии АН СССР», вып. 33, М., 1939, 462 с.

46. Гитерман Р. Е. Этапы развития четвертичной растительности Якутии и их значение для стратиграфии. — «Труды ГИН АН СССР», вып. 71. М., Изд-во АН СССР, 1963, 193 с.

47. Горецкий Г. И. Аллювий великих антропогеновых прарек Русской равнины. Комиссия по изучению четвертичного периода АН СССР. М., «Наука», 1964, 415 с.

48. Григоренко П. Г. Рабочая схема стратиграфии четвертичных отложений Киргизской ССР. — В кн.: Уч. зап. САИГИМС, вып. 4, 1960, с. 29—32.

49. Григялис А. А. Вопросы геологии Литвы. Вильнюс, Изд-во АН Лит. ССР, 1963, 627 с.

50. Гриненко О. В., Русанов Б. С., Тучков И. И. Стратиграфия. Кайнозойская группа. — В кн.: Строение земной коры Якутии и закономерности размещения полезных ископаемых. М., «Наука», 1969, с. 101—107.

51. Гричук В. П. Основные моменты плейстоценовой истории флоры и растительности Русской равнины и древние оледенения Евразии. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 81—105.

52. Гричук В. П. Основные черты изменения растительного покрова Сибири в течение четвертичного периода. — В сб.: Палеогеография четвертичного периода СССР. М., Изд-во МГУ, 1961, с. 189—206.

53. Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР. — «Труды ИГН АН СССР. Сер. геол.», вып. 64, № 17. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1948, 520 с.

54. Громов Ю. Я., Громова Н. С. Стратиграфия угленосных отложений палеогена и неогена Ханкайской межгорной впадины в Южном Приморье. — «Инф. сб. ВСЕГЕИ», № 38. Л., 1960, с. 57—66.

55. Громова Н. С. Спорово-пыльцевые комплексы отложений палеогена и неогена Южного Приморья. — В кн.: Стратиграфия и палеонтология мезозойских и палеоген-неогеновых континентальных отложений Азиатской части СССР. Л., «Наука», с. 258—262.

56. Гроссгейм В. А. Палеоген Северо-Западного Кавказа. — «Труды Краснодарского филиала ВНИИнефть», вып. 4. М., 1960, с. 3—193.

57. Гроссгейм В. А. История терригенных минералов в мезозое и кайнозое Северного Кавказа и Предкавказья. — «Труды ВНИГРИ», вып. 180. Л., 1961, 376 с.

58. Гуделис В. К. Очерк по геологии и палеогеографии четвертичного периода (антропогена) Литвы. — «Труды Института геологии», т. 34, ч. 1, Варшавское издательство геологии, 1961, с. 423—497.

59. Гудина В. И. Стратиграфическое расчленение четвертичных отложений по микрофауне в районе Мужинского Урала. — «Труды Ин-та геол. и геофизики СО АН СССР», вып. 9. Новосибирск, Изд-во «Омская правда», 1964, с. 66—72.

60. Дистанов У. Г. О фациях нижне- и верхнесызранских слоев палеогена Среднего Поволжья. — «Литология и полезные ископаемые», № 2, 1966, с. 121—126.

61. Думитрашко Н. В., Лилиенберг Д. А., Антонов Б. А. и др. Древние оледенения Кавказа и их сопоставление с оледенениями Русской равнины. — «Труды Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР», т. XIX. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 170—180.

62. Дьяков Б. Ф. Фациальный анализ третичных отложений и основные черты палеогеографии Тигильского района Западной Камчатки. — «Труды ВНИГРИ», вып. 102. М., 1957, с. 180—242.

63. Егиазаров Б. Х. Кайнозойские отложения. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья. Л., «Недра», 1965, с. 24—53.

64. Жижченко Б. П. Средний миоцен. — В кн.: Стратиграфия СССР (Неоген), т. 12. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1940, с. 51—228.

65. Жузе А. Л. Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. Изд-во АН СССР, 1962, 259 с.

66. Заклинская Е. Д. Материалы к истории флоры и растительности палеогена Северного Казахстана в районе Павлодарского Прииртышья. — «Труды ГИН АН СССР, геол. сер.», вып. 141, № 58. М., 1953, с. 34—70.

67. Заморий П. К. Четвертичные отложения Украинской ССР. Ч. I, Изд. Киевск. Гос. ун-та, 1961, 550 с. (на украинском языке).

68. Земцов А. А. и Шацкий С. Б. К геологии и стратиграфии четвертичных отложений северо-восточной части Западно-Сибирской низменности. — «Материалы совещания по изучению четвертичного периода», т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 32—38.

69. Зенкевич Л. А. Биология морей СССР. М., Изд-во АН СССР, 1963, 732 с.

70. Золотарев А. Г. Некоторые вопросы геоморфологии и палеогеографии центральной части Среднесибирской плоской возвышенности. — «Труды Иркутск. ун-та, сер. географ.», вып. 1, т. XXIX, Иркутск, 1958, с. 43—56.

71. Зубаков В. А. Плейстоценовые отложения Енисейской впадины. — «Труды ВСЕГЕИ, нов. серия», т. 94. М., «Недра», 1965, с. 135—170.

72. Иванов О. А., Яншин Д. С. Новые данные о геологическом строении о-ва Новая Сибирь. — «Труды НИИГА», т. 96, вып. 8. Л., 1959, с. 61—78.

73. Ильина Л. Б., Невесская Л. А., Эберзин А. Г. О положении мэотического яруса и о границе миоцена и плиоцена в области Понто-Каспийского бассейна на основе изучения моллюсков. — В кн.: Тезисы докладов Всесоюз. совещания (Палеобиологические принципы относительной геохронологии)». Тбилиси, 1967, с. 24—25.

74. Иосифова Ю. И. О присутствии морских отложений в миоценовом отделе Окско-Донской равнины. — «Известия АН СССР. Сер. геол.», 1966, № 1, с. 140—142.

75. Калугин П. И., Дмитриев А. В., Кожевникова Г. Е. Стратиграфия верхнемеловых и палеоценовых отложений Копет-Дага и Бадхыза. Ашхабад, Туркменистат, 1964, 343 с.

76. Коптаренко-Черноусова О. К. Киевский ярус и элементы его палеогеографии. — «Труды ИГН АН УССР», вып. 3. Киев, Изд-во АН УССР, 1951, 169 с.

77. Коханова Л. П. К палеогеографии Таджикской депрессии и ее обрамления в алайское время. — В кн.: Уч. зап. ЛГУ, сер. геол. наук, вып. 12, Л., 1962, с. 180—200.

78. Качарава И. В. Палеоцен и эоцен. — В кн.: Геология СССР, т. X (Грузинская ССР, ч. I). «Недра», 1964, с. 182—213.

79. Карта четвертичных отложений СССР м-ба 1 : 5 000 000. М., «Недра», 1966.

80. Квалиашвили Г. А. Онкофоровый (рзегакиевый) горизонт Евразии. — «Труды Ин-та палеобиологии АН ГССР», Тбилиси. Изд. АН ГССР, 1962, 231 с.

81. Кленова М. В. Геология моря. М., Учпедгиз, 1948, 495 с.

82. Клюшников М. Н., Зелинская В. А. Стратиграфия УССР. Т. IX, Палеоген. Киев, Изд-во АН УССР, 1963, 319 с.

83. Кореневский С. М., Донченко К. Б. Геология и условия формирования калийных месторождений Советского Предкарпатья. — «Труды ВСЕГЕИ, нов. серия», т. 99. Л., Госгеолтехиздат, 1963, с. 3—152.

84. Корнеева В. Г. Геологическое строение и нефтегазоносность Юго-Западного Предкарпатья и прилегающей части Советских Карпат. — «Труды ВНИГРИ», вып. 141. Л., Гостоптехиздат, 1959, 200 с.

85. Коробков И. А. Материалы к истории нижнетретичной эпохи на территории СССР. — «Вестник ЛГУ», № 3, 1946, с. 22—31.

86. Костенко Н. Н. Основы стратиграфии антропогена Казахстана. Изд. АН Казахской ССР, 1963, 74 с.

87. Костенко Н. Н., Попов В. И., Теленков А. С. Схема стратиграфии неогеновых отложений территории республик Средней Азии и Южного Казахстана. — «Труды Проблемной лаборатории осадочных формаций и осадочных руд Ташк. ун-та», вып. 6. Ташкент, 1965, с. 27—30.

88. Крестников В. Н. О влиянии палеозойского структурного плана на развитие поднятий Северного Тянь-Шаня в неогене и четвертичного периода. — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», т. 30, вып. 6, 1955, с. 55—69.

89. Криштофович А. Н. К истории третичного периода Дальнего Востока. — «Материалы ВСЕГЕИ, общ. сер.», сб. 7. М. — Л., 1946, с. 65—76.

90. Кудрин Л. Н. О палеогеновых отложениях юго-западной окраины Русской платформы и высшей зоны Предкарпатского краевого прогиба. — «Известия АН СССР. Сер. геол.», 1964, № 12, с. 72—80.

91. Кузин И. Л., Чочиа Н. Г. Проблема оледенений Западно-Сибирской низменности. — В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1965, с. 177—187.

92. Краснов И. И. Региональная унифицированная и корреляционная стратиграфическая схема четвертичных отложений Европейской части СССР. М., «Недра», 1967, с. 7—32.

93. Кутузкина Е. Ф. Материалы к сарматской флоре Армавира. — «Докл. АН СССР», т. 178, № 2, 1959, с. 362—365.

94. Лаврова М. А. Четвертичная геология Кольского полуострова. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1961, 234 с.

95. Лавров В. В. Палеогеновые угленосные формации платформенных территорий Казахстана и Сибири. М. — Л., «Наука», 1965, 132 с.

96. Лаврушин Ю. А. Типы четвертичного аллювия нижнего Енисея. — «Труды ГИН АН СССР». вып. 47. М., Изд-во АН СССР, 1961, 95 с.

97. Лалиев А. Г. Майкопская серия Грузии (стратиграфия, условия образования, нефтегазоносность). М., «Недра», 1964, 308 с.

98. Лебедева Н. А. Континентальные антропогеновые отложения Азово-Кубанского прогиба и соотношение их с морскими толщами. — «Труды ГИН АН СССР», вып. 84. М., Изд-во АН СССР, 1963, 107 с.

99. Ли П. Ф., Певзнер В. С., Панова Л. А. Континентальные отложения палеогена и неогена восточного склона Урала и Зауралья. — «Труды ВСЕГЕИ», т. 144. М., «Недра», 1967, с. 143—171.

100. Лидер В. А. Основные закономерности строения четвертичного покрова Урала и прилежащих к нему равнин. — В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1965, с. 100—107.

101. Ливеровская Е. В. Фауна моллюсков тарханского горизонта. — В кн.: Материалы по миоцену Северного Кавказа. Грозный, 1937, с. 7—77.

102. Линдберг Г. У. Крупные колебания уровня океана в четвертичный период. Л., «Наука», 1972, 548 с.

103. Литвинцев Г. Г., Тараканова Г. И. Новые данные по стратиграфии и литологии третичных отложений юга Сибирской платформы. — В кн.: Стратиграфия мезозоя и кайнозоя Средней Сибири. Новосибирск, «Наука», 1967, с. 156—166.

104. Лобанов М. Ф. Третичные угленосные отложения северного Верхоянья и Новосибирских островов. — «Труды Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Северо-Востока СССР (доклады) в 1957». Магадан, Изд-во АН СССР, 1959, с. 107—108.

105. Лоскутов В. В. Геоморфология Таджикистана. — В кн.: Новейший этап геологического развития территории Таджикистана. Душанбе, «Полиграфкомбинат», 1962, с. 189—214.

106. Лунгерсгаузен Л. Ф. Геологична эвалюція Поділля пивденного Наддністровья. — «Труды молодых ученых». Киев, Изд-во АН УССР, 1941, с. 28—36.

107. Лунгерсгаузен Г. Ф. Геологическая история средней Лены и некоторые вопросы стратиграфии четвертичных отложений Восточной Сибири. — «Материалы Всесоюз. совещ. по изучению четвертичного периода», т. 3. М., Изд-во АН СССР, с. 209—217.

108. Луппов Н. П. О среднеплиоценовом этапе в геологической истории Закаспия. — «Труды ВСЕГЕИ, нов. сер.», т. 109, вып. 14. Л., 1963, с. 11—37.

109. Маруашвили Л. И. Основные вопросы позднекайнозойской истории ландшафтов Кавказского перешейка. — «Географич. сборник», № 1. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1952, с. 5—24.

110. Марков К. К., Лазуков Г. И., Николаев В. А. Четвертичный период (ледниковый период — антропогеновый период). Тома I, II, III. М., Изд-во МГУ, 1965, т. I — 371 с.; т. II — 435 с.; т. III — 440 с.

111. Меламед Я. Р. Основные закономерности геологического и палеогеографического развития Таджикской депрессии в неогеновом периоде. — В кн.: Вопросы геологического строения и перспективы нефтегазоносности Таджикистана. Вып. 1, Душанбе. «Ирфон», 1965, с. 75—82.

112. Милановский Е. Е. и Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. М., Изд-во МГУ, 1963, 357 с.

113. Минакова И. Е. Палеогеновые отложения. — В кн.: Стратиграфия Узбекской ССР, кн. 2. Ташкент, Изд-во ФАН УзССР, 1966, с. 127—188.

114. Мирчинк Г. Ф. Корреляция континентальных четвертичных отложений Русской равнины и соответствующих отложений Кавказа и Панто-Каспия. — В сб.: Материалы по четвертичному периоду СССР. Сов. секция ИНКВА. М. — Л., ГОНТИ, 1936, с. 52—71.

115. Москвитин А. И. О трех моренах под Москвой. — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», т. XIV, вып. 4, 1936, с. 342—348.

116. Молявко Г. И. Неоген юга Украины. Киев, Изд-во АН УССР. 1960, 206 с.

117. Муратов М. В. Палеогеография киммерийского века среднего плиоцена в области Черноморско-Каспийского бассейна. — «Литология и полезные ископаемые», № 4, 1964, с. 3—20.

118. Мурзаева В. Э. О направлении стока пра-Амура и пра-Зеи. — «Известия АН СССР. Сер. геогр.», № 5, 1964, с. 70—76.

119. Невесская Л. А. Об объеме, положении и стратиграфическом подразделении мэотического яруса. — В кн.: Стратиграфия неогена Молдавии и юга Украины. Кишинев, 1969, с. 13—25.

120. Нейштадт М. И. История лёссов и палеогеография СССР в голоцене. М., Изд-во АН СССР, 1957, 404 с.

121. Никитина Ю. П. Об условиях осадконакопления палеогеновых осадков в Азово-Кубанской впадине. — «Известия высш. учебн. заведений, сер. геология и разведка», № 10, с. 16—25.

122. Никифорова К. В., Ренгартен Н. В., Константинова Н. А. Антропогеновые формации юга Европейской части СССР. — «Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР», № 30, 1965, с. 3—25.

123. Носовский М. Ф. Олигоцен Никопольского марганцевого бассейна. — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», т. 38, вып. 5, 1963, с. 3—19.

124. Овечкин Н. К. Отложения среднего палеогена Тургайской впадины и Северного Приуралья. — «Труды ВСЕГЕИ», М., Госгеолиздат, 1959, 171 с.

125. Одинцов М. М. Некоторые особенности структурного развития Сибирской платформы в мезозойское время. — «Труды Иркут. ун-та, сер. геол.», № 9, вып. 1—2; 1953, с. 38—43.

126. Панова Л. А. Новые данные о палеогеновых и неогеновых спорово-пыльцевых комплексах Зайсанской впадины (Восточный Казахстан). — «Труды ВСЕГЕИ, нов. сер.», т. 115. Л., 1965, с. 41—58.

127. Панова Л. А. Палеоценовые и эоценовые комплексы спор и пыльцы Западно-Сибирской низменности (южной и центральной части). — В сб.: Палинологический метод в стратиграфии. Материалы 2-й Междунар. конф. (Голландия, сентябрь 1966 г.). ВСЕГЕИ, Л., 1968, с. 206—225.

128. Петров О. М. Стратиграфическая схема четвертичных отложений Чукотского полуострова. — «Труды Межвед. совещ. по разработке унифицир. стратиграф. схем Северо-Востока СССР». Магадан, 1959, с. 472—475.

129. Петрушевский Б. А. К *истории развития Тянь-Шаня в мезозойское* и кайнозойское время.— «Бюлл. МОИП. Нов. сер., отд. геол.», т. 23, вып. 5. 1948, с. 55—70.

130. Петрушевский Б. А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань (*История развития в мезозойское и кайнозойское время и вопросы* сейсмичности). М., Изд-во АН СССР, 1955, 551 с.

131. Покровская И. М. Основные этапы в развитии растительности в течение четвертичного периода на территории Европейской части СССР. — В кн.: Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений. М. — Л., 1954, с. 245—259.

132. Покровская И. М. Основные этапы в развитии верхнемеловой, палеоценовой и эоценовой *флор и растительности на территории* СССР. — «Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер.», т. 30. Л., 1960, с. 102—111.

133. Равский Э. И., Алексеев М. Н. Четвертичный период в Восточной Сибири. — В сб.: *Хронология и климаты четвертичного периода*. Изд-во АН СССР, 1960, с. 149—161.

134. Раевский М. И., Ткачук М. А., Халлыев С. П. Палеоген Восточного Зауралья. — «Известия АН ТССР. Сер. физ.-техн. хим. и геол. наук», № 4, 1964, с. 63—68.

135. Ранов В. А. О стратиграфическом положении палеолита Средней Азии.— В кн.: Новейший этап геол. развития территории Таджикистана. Душанбе, «Полиграфкомбинат», 1962, с. 54—58.

136. Ратновский И. И. Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Сахалина. — «Труды ВНИГРИ», вып. 271. Л., «Недра», 1969, 327 с.

137. Решение Межведомственного стратиграфического комитета по стратиграфическим *схемам мезозоя и кайнозоя Западно-Сибирской низменности*. — В кн.: Бюлл. Межвед. стратиграф. комитета, № 3. М., «Недра», 1961, с. 9—13.

138. Решение Межведомственного стратиграфического комитета по стратиграфическим схемам Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. — В кн.: Бюлл. Межвед. стратиграф. комитета, № 3. М., «Недра», 1961, с. 7—9.

139. Решение совещания по стратиграфии неогена восточных районов Европейской части СССР. Казань, 1966. — В кн.: Стратиграфия неогена востока Европейской части СССР. М., «Недра», 1971, с. 307—313.

140. Решение Одесского совещания по стратиграфии неогена юга Украинской ССР и Молдавской ССР. Киев, «Наукова думка», 1966, 27 с.

141. Родзянко Г. Н. *Миоцен Нижнего Дона и Нижней Волги*. — В кн.: Геологическое строение и полезные ископаемые Волго-Донского региона. Ростов-на-Дону, 1965, с. 84—100.

142. Романкевич Е. А., Баранов В. И., Христианова Л. А. *Стратиграфия и абсолютный возраст* четвертичных осадков западной части Тихого океана. — В сб.: Геология дна океанов и морей. М., «Наука», 1964, с. 62—77.

143. Рыбакова Н. И. Палинологическая характеристика паннонских отложений *Солотвинской впадины Закарпатья*. — В кн.: *Значение палинологического анализа* для стратиграфии и палеофлористики. М., «Наука», 1966, с. 178—184.

144. Саидова Х. М., Лисицин А. П. Стратиграфия осадков и палеогеография Берингова моря в четвертичное время. — «Докл. АН СССР», т. 139, № 5, 1961, с. 1221—1224.

145. Сакс В. Н. Четвертичный период в Советской Арктике. Изд. 2-е перераб. и дополн. Л. — М., Изд-во Главсевморпути, 1953, 626 с.

146. Саркисян С. Г. Мезозойские и третичные отложения Прибайкалья и Забайкалья и Дальнего Востока. М., Изд-во АН СССР, 1958, 338 с.

147. Селиверстов Ю. П. Четвертичные оледенения Южного Алтая. — «Материалы ВСЕГЕИ. Нов. серия». Материалы по четв. геол. и геоморф. СССР. вып. 2. Л., Гостоптехиздат, 1959, с. 147—160.

148. Семенов В. П. Палеоген Воронежской антеклизы. Воронеж, Изд. Воронежского ун-та. 1965, 279 с.

149. Синицын В. М. *Древние климаты Евразии. Ч. I. Палеоген и неоген*. Изд-во ЛГУ, 1965, 167 с.

150. Соловьев В. В. Проблема четвертичного оледенения Сихотэ-Алиня и Сахалина. — «Докл. по геоморф. и палеогеогр.», Сб. ВГО, вып. 1. Л., Географ. об-во СССР, 1964, с. 34—55.

151. Сомов В. Д. Основные закономерности фациальных изменений палеогеновых отложений Восточного Предкавказья и сопредельных районов. — «Труды ГрозНИИ», вып. 3. М., 1958, с. 59—75.

152. Стратиграфия УССР. Т. IX (Палеоген). Изд-во АН УССР, 1963, 319 с.

153. Стрелков С. А. Север Сибири. М., «Наука», 1965, 385 с.

154. Субботина Н. Н. Пелагические фораминиферы палеогеновых отложений юга СССР. — В кн.: *Палеогеновые отложения юга Европейской части* СССР. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 24—36.

155. Субботина Н. Н. Фораминиферы меловых и палеогеновых отложений Западно-Сибирской низменности. — «Труды ВНИГРИ», вып. 234, М., «Недра», 1964, 234 с.

156. Троицкий С. Л. Основные закономерности изменения состава фауны по разрезам морских межморенных слоев Усть-Енисейской впадины и Нижне-Печорской депрессии. — «Труды Ин-та геол. и геофизики СО АН СССР», вып. 9. Новосибирск, Изд-во «Омская правда», 1964, с. 48—65.

157. Узнадзе М. Д. Неогеновая флора Грузии. — «Труды Геол. Ин-та АН ГССР, вып. 2. Тбилиси, «Мецниереба», 1965, 189 с.

158. Устиновский Ю. Б., Варнавский В. Г. Палеоген-неогеновые континентальные отложения Дальнего Востока. — В сб.: Стратиграфия и палеонтология мезозойских и палеоген-неогеновых континентальных отложений Азиатской части СССР. Л., «Наука», 1967, с. 176—181.

159. Федоров П. В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря. М., Изд-во АН СССР, 1957, 298 с.

160. Хаин В. Е. Геотектоническое развитие Юго-Восточного Кавказа. Баку, Азнефтеиздат, 1950, 286 с.

161. Халилов Д. М. Микрофауна и стратиграфия палеогеновых отложений Азербайджана. Баку, Изд-во АН СССР, 1962, 323 с.

162. Цапенко Д. В. Плейстоценовые отложения Грузии. Тбилиси, «Мецниереба», 1966, 583 с.

163. Чедия О. К. История геологического развития территории Таджикистана в кайнозое. — В кн.: Новейший этап геологического развития территории Таджикистана. Душанбе. «Полиграфкомбинат», 1962, с. 283—309.

164. Чемеков Ю. Ф. Стратиграфия и палеогеография антропогена Дальнего Востока СССР. — «Труды Всесоюзн. совещ. по изучению четвертичного периода», т. III. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 293—304.

165. Чемеков Ю. Ф. Морфология, генезис, возраст и условия формирования древних поверхностей денудационного выравнивания на юге Дальнего Востока СССР. — «Труды ВСЕГЕИ, нов. сер.», т. 90. Л., Госгеолиздат, 1963, с. 24—54.

166. Чименко Л. И. Литолого-стратиграфическое расчленение отложений яруса «пестрых глин» левобережья УССР. — «Докл. АН СССР», 1961, т. 138, № 1, с. 195—198.

167. Шамрай И. А. Палеоген Восточного Донбасса и северного крыла Азово-Кубанской впадины. Ростов-на-Дону. Изд-во Ростов. гос. ун-та, 1964, 235 с.

168. Шатилова И. И. Палинологическая характеристика куяльницких, гурийских и чаудинских отложений Гурии. — «Труды Ин-та палеобиологии АН ГССР», Тбилиси, «Мецниереба», 1967, 115 с.

169. Шило Н. А. Древние оледенения Северо-Востока СССР и их влияние на рассыпную оловоносность Яно-Колымского пояса. — «Труды Всесоюз. науч.-иссл. ин-та золота и редких металлов», вып. 63. Магадан, 1959, с. 1—13.

170. Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. — «Зап. Всесоюз. географ. об-ва, нов. сер.», т. 3. М., Географиздат, 1948, 211—221 с.

171. Шуцкая Е. К. Стратиграфия нижнего палеогена Северного Предкавказья и Крыма. — В сб.: Палеогеновые отложения юга Европейской части СССР. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 207—229.

172. Щекина Н. А. Спорово-пыльцевые комплексы третичных отложений Украинской ССР. — В кн.: К первой Международной палинологической конференции. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 126—130.

173. Щекина Н. А. История флоры и растительность юга Украины в плиоцене. — В кн.: Значение палинологического анализа для стратиграфии и палеофлористики. М., «Наука», 1966, с. 184—188.

174. Яковлев С. А. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины. — «Труды ВСЕГЕИ, нов. сер.», т. 17. М., Госгеолтехиздат, 1956, 314 с.

175. Яковлева С. В. Некоторые литологические особенности разновозрастных морен. — В сб.: Геология четвертичных отложений Северо-Запада Европейской части СССР. Л., «Недра», 1967, с. 272—294.

176. Якубовская Т. А., Иосифова Ю. И. К миоценовой флоре Окско-Донской равнины. — «Докл. АН СССР», т. 179, № 6, 1968, с. 1424—1427.

177. Яншин А. Л. Геология Северного Приаралья. М., Изд. МОИП, 1953, 734 с.

178. Яхимович В. Л. Антропоген Южного Урала. — «Труды Башк. фил. горно-геол. ин-та АН СССР. М., «Наука», 1965, 268 с.

179. Яхимович Н. Н. Кайнозойские отложения восточного склона Южного Урала и проблемы их изучения. — В сб.: Материалы по геол. и полезн. ископ. Южного Урала, вып. 4. Л., «Недра», 1965, с. 108—117.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ К ТОМАМ 1—4

Значение Атласа литолого-палеогеографических карт выходит за рамки графического изображения реконструкций условий накопления осадков за определенные отрезки геологического времени.

Комплексность карт дает возможность анализировать связи литологического состава осадков не только с особенностями горных пород областей размыва, но также и с палеогеографической ситуацией и палеотектоническим режимом, существовавшими как в зоне осадконакопления, так и в зоне размыва. Она дает возможность судить о наиболее благоприятных сочетаниях состава осадков и палеогеографических условий для образования важнейших типов полезных ископаемых осадочного происхождения. Сравнение карт, прослеживание эволюции физико-географических условий, особенностей периодичности трансгрессий и регрессий, осадконакопления, биогеографической зональности, тектонических режимов и магматизма, а также распространения главнейших осадочных полезных ископаемых позволили выявить ряд закономерностей развития территории Советского Союза с кембрия (иногда с раннего протерозоя) по настоящее время.

ЭВОЛЮЦИЯ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ

В позднем протерозое, в среднем и позднем рифее, по имеющимся сравнительно неполным данным, в пределах Русской платформы располагалась громадная низменная равнина, в сравнительно крупных понижениях которой накапливались континентальные отложения. На востоке, начиная с Урала и до современной территории Северо-Востока, располагался огромный морской бассейн, наиболее интенсивно прогибавшийся в Урало-Казахском регионе, где накапливались мощные толщи терригенного вулканогенного и отчасти карбонатного состава.

На рубеже протерозоя и кембрия — в вендское время палеогеографическая обстановка существенно изменилась. На Русской платформе образовался крупный опресненный водоем, а в ее юго-восточную часть со стороны Южно-Уральского моря вдавался глубокий залив. На Сибирской платформе существовал засоленный морской бассейн и в районе Анабарского массива, Иркутского амфитеатра и бассейна Алдана накапливались доломиты. В Монголо-Охотской области, в пределах обширного открытого морского бассейна, усилилась вулканическая деятельность.

В начале кембрия на большей части СССР проявилась первая фанерозойская обширная регрессия. Море далеко отступило на север и Русская платформа вместе с Северным Уралом и Западной Сибирью слилась в обширный низменный материк. Но на юге Урала и в Казахстане располагался, как и прежде, огромный морской бассейн. В центральной части Сибирской платформы сохранялся внутренний засоленный морской бассейн громадных размеров, в пределах которого накапливались гипсы, доломиты и каменная соль; на юго-востоке продолжало существовать обширное море. В пределах Северо-Востока в начале кембрия существовала низменная суша. Однако по новым данным здесь, очевидно, располагалось море, соединявшееся с морем Сибирской платформы, так как в низовьях р. Колымы теперь открыты морские осадки с остатками археоциат, хиолитов и трилобитов.

В ленском веке произошло сокращение моря в центральной части Сибирской платформы. Начиная со среднего кембрия (амгинский век), *море вновь расширилось. На северо-западе Русской плиты ранее* существовавшая аллювиальная равнина была залита нормально солеными водами Московского моря. Сократилась суша в Западной Сибири, а на Сибирской платформе резко уменьшилась область распространения засолоненной части морского бассейна. В пределах крайнего востока СССР на Сихотэ-Алине размеры суши увеличились и образовалась обширная низменная равнина. В конце среднего кембрия (майский век) Русская платформа испытала поднятие, с которым связана регрессия Московского моря, хотя на ее южных окраинах море захватило несколько большие пространства. В Западной Сибири море несколько расширилось, захватив прибрежные части суши. На Сибирской платформе еще более уменьшились размеры засолоненных прибрежных лагун, а в районе Иркутского амфитеатра образовался опресненный *морской бассейн. Дальний Восток и Забайкалье превратились* в приподнятую возвышенность. На Северо-Востоке морские условия осадконакопления, видимо, сменились континентальными.

В позднем кембрии Русская платформа была еще более приподнята, но Урал представлял на всем своем протяжении морской бассейн с нормально солеными водами. В Западной Сибири располагался крупный возвышенный Тобольский остров, омывающийся со всех сторон морем. На востоке страны картина мало изменилась, но в Забайкалье возникли крупные пресноводные бассейны.

В раннем ордовике Русская платформа испытала новое погружение, а на месте аллювиальной равнины вновь образовался мелководный морской бассейн. Значительно расширилось Уральское море и вдоль его западных окраин образовались гирлянды небольших, вытянутых *в меридиональном направлении островов, характерных для* геосинклинальных морских бассейнов. На юге — в Южном Приуралье и Казахстане, как и прежде, располагался крупный морской бассейн. Восточная часть Западной Сибири была несколько приподнята. Лишь некоторые участки временами заливались морем. Пространства Сибирской платформы то захватывались нормально солеными морскими бассейнами, то покрывались сильно засолоненными лагунами. В Забайкалье и в пределах Монголо-Охотской геосинклинальной области море отступило и образовалась низменная суша. Восточнее Лены и на Сихотэ-Алине располагался крупный открытый морской бассейн, очевидно, представляющий окраину тогда уже существовавшего Тихого океана.

В среднем и позднем ордовике картина мало изменилась, но на Сибирской платформе еще существовали, правда не очень крупные, сильно засолоненные лагуны, как, например, в верховьях р. Лены и в районе современного бассейна р. Вилюй.

В начале силура произошли довольно существенные изменения. В лландоверийском и венлокском веках они были особенно существенны к востоку от Урала и в том числе в Центральном Казахстане, а также на юге Урала, где образовался крупный Мугоджарский остров. В это же время возникли казахстанские горы и расположенный к северу от них гористый Тобольский материк. На юге море сохранилось лишь в районе Балхаша и Алтая, где оно представляло собой окраинные части морских азиатских акваторий. На востоке возник Ангарский материк, соединявшийся с Алданской и Анабарской равнинами. На юге и юго-востоке, от существовавшего тогда Тунгусского моря, сохранились довольно крупные засолоненные лагуны. В течение лудловского века Сибирская платформа испытала дальнейшее поднятие.

Тунгусское море почти полностью превратилось в мелководную засолоненную лагуну. Такие же лагуны образовались и на окраинах Верхоянского моря, а Колымский и Омолонский массивы представляли собой огромный низменный остров. Эта картина мало изменилась и к концу силурийского периода. В течение этого времени, в том числе в тиверский век, Сибирская платформа испытала еще большие поднятия. Моря же на Северо-Востоке и, в том числе Верхоянское, наоборот, расширились и полностью превратились в нормально соленые водные бассейны, очевидно, широко связанные с Тихим океаном.

В начале девона произошли лишь незначительные изменения. По окраинам Русской платформы образовался довольно широкий пояс аллювиальных прибрежных равнин, примыкавших к Уральскому и Кавказскому морям. В центральной части Западной Сибири, вероятно, возникло Обь-Зайсанское море, соединявшее северную часть Уральского моря с Алтайским морем. На севере Сибирской платформы морские условия периодически сменялись континентальными. В Забайкалье образовалось узкое Даурское море-залив. На Северо-Востоке попрежнему существовал широкий открытый морской бассейн.

В эйфельское время море постепенно вновь заливает окраины ранее образовавшейся суши, особенно на западе Советского Союза. Наблюдается новое погружение Русской платформы, захват ее окраин в отдельные короткие отрезки времени морем. Вместе с тем в центральных частях ее накапливаются континентальные озерно-аллювиальные отложения. На востоке же страны картина меняется лишь незначительно

В течение живетского времени на западе платформы трансгрессия еще более расширяется: временами то засолоненные лагуны, то нормально соленое мелкое море распространяются на ее центральную часть. Приподнятая суша располагается на северо-западе — в Карелии. В Западной Сибири море захватывает значительные пространства прежней суши. На востоке СССР изменения менее значительные, но в центральной части Северо-Востока береговая линия морского бассейна испытывала многократные колебания и площади, на которых располагались нормально соленые морские воды, периодически превращались в засолоненные морские лагуны.

Во франском веке на западе Русской платформы картина мало меняется, но моря становятся более глубоководными. Начавшееся еще ранее расчленение Казахстанского массива становится более отчетливым. В Западной Сибири образуется обширный открытый морской бассейн. Расширяется море и на Северо-Востоке.

В фаменском веке на Русской платформе море начинает засолоняться. В Казахстане, наоборот, развивается морская трансгрессия. То же наблюдается и на востоке страны.

В начале каменноугольного периода, в турнейском веке трансгрессия расширяется. Русская платформа, Западная Сибирь и Казахстан превращаются в обширную морскую акваторию. Исключение представляет лишь Алтай, где располагается приподнятая суша. На востоке страны изменения оказались не столь значительными.

В визейский век площади морской акватории несколько сокращаются. Но в намюре на западе платформы моря снова захватывают образовавшиеся континентальные равнины. Однако на Казахстанском массиве и в Западной Сибири размеры суши возросли. Сибирская платформа с этого времени превращается в континент с крупным пресноводным бассейном на западе.

В среднем карбоне, в башкирском веке, море почти повсеместно отступило. Это особенно заметно на Русской платформе и на Урале, где

образовались многочисленные гирлянды островов. К востоку от Урала возник крупный остров — Тоболия. Казахстанский массив, как и Сибирская платформа, почти полностью осушился. Только на востоке страны продолжало существовать открытое море.

В московском веке произошло небольшое расширение моря в пределах Русской платформы.

В позднем карбоне Урал и Казахстан вступают в орогенную стадию развития. На их месте поднимаются горы. Уменьшаются размеры суши и на Чукотке. На севере же Сибирской платформы образовалась огромная низменность, в пределах которой происходит накопление осадков.

В начале перми, в ассельский и сакмарский века, регрессия проявляется повсеместно. На западе море сохраняется лишь в Предуральском прогибе, а на юге весь Казахстанский массив и Западная Сибирь становятся сушей; Урал превращается в систему горных хребтов. Но на востоке местами море даже несколько расширяется. Даурское море снова проникает в Забайкалье, увеличиваются размеры моря и на Чукотке, но в Арктике располагалась суша.

В артинский и кунгурский века на западе страны происходит дальнейшее сокращение морей и засолонение бассейнов; на востоке в уфимский, казанский и татарский века развивается регрессия.

На рубеже палеозоя и мезозоя сколько-нибудь существенных изменений в палеогеографической обстановке не произошло. Большая часть территории страны в начале триаса представляла собой континентальную область. В индском и оленекском веках морские бассейны располагались только на Северо-Востоке, Дальнем Востоке и в Забайкалье, а также в Карпатах, Крыму, на Кавказе и Памире. Вся остальная часть страны представляла собой огромный континент — прообраз современной северной части Евразии.

Русская платформа в это время представляла собой обширную низменность с крупными аллювиальными равнинами — Ветлужской, Печорской, Прикаспийской и Днепрово-Донецкой с обширными пресноводными бассейнами. На Урале и на юге Казахстана, как и в Алтае-Саянской области, располагались низкие горы. Западная Сибирь представляла собой равнину, на которой временами накапливались осадки. В пределах Сибирской платформы, в центральной ее части, располагалась обширная аллювиальная равнина, так же как и в Западном Забайкалье. К юго-восточной окраине Сибирской платформы примыкало крупное Байкало-Становое нагорье. Наиболее крупные открытые морские бассейны находились на востоке страны — на Северо-Востоке, в Забайкалье и на Дальнем Востоке. В бассейне современной р. Онон, на площади, показанной на карте морем, поставлен знак вопроса. Последующие исследования подтвердили наличие здесь раннетриасовых морских отложений и вопрос этот в настоящее время может быть снят.

В среднем триасе обстановка мало изменилась, но области континентальной седиментации на Русской и Сибирской платформах несколько сократились.

В карнийском и норийском веках изменения не очень существенны. Устанавливается лишь расширение морского бассейна в Забайкалье и на Северо-Востоке. Урал заметно расчленяется и размывается, превращаясь в серию горных кряжей небольшого протяжения. Но в конце норийского и, вероятно, в рэтский века на востоке и юго-западе страны размеры морей сокращаются. Забайкалье превращается в аллювиальную равнину, а на северо-востоке среди моря образуются многочисленные архипелаги низменных островов.

В самом начале юрского периода проявилась новая обширная трансгрессия и одновременно образовались многие крупнейшие аллювиальные равнины на континенте.

В геттанге и синемюре на юге в альпийской зоне, как и прежде располагалось Кавказское море. На широких аллювиальных равнинах Русской платформы — в Прибалтике, Донбассе и Прикаспии, а также в районе Печоры, накапливались континентальные отложения. В центральной части плиты располагались обширные размывавшиеся низкие холмистые равнины. Такие же равнины были и в Западной Сибири. Они разделялись Уральскими горами, среди которых во впадинах — Челябинской, Серовской и других формировались паралические угленосные толщи. На севере Сибири — в Хатангском районе, как и в Забайкалье, располагалась холмистая равнина. Таким образом, в этих районах море отступило от своих прежних границ. На Северо-Востоке морской бассейн несколько расширился и стал более глубоководным, но здесь образовались гирлянды островов.

В плинсбахское время произошло заметное расширение морских бассейнов на востоке страны; море проникало временами в Вилюйскую котловину и залило Хатангский прогиб. В Западной Сибири образовались обширные аллювиальные равнины, в которых началась аккумуляция пресноводных континентальных отложений. В тоаре аккумуляция происходило почти на всей площади.

В аалене море расширилось на юге Русской платформы, но несколько сократилось в Вилюйской впадине и в Забайкалье. Размеры низменных аллювиальных и озерно-аллювиальных равнин в Западной Сибири и в Вилюйской впадине значительно возросли. Они слились почти в одну сплошную область седиментации.

К концу средней юры трансгрессия все более и более разрасталась на западе и севере и несколько сократилась и даже уступила место регрессии на востоке. На Русской платформе южные моря распространились далеко на север. В Западной Сибири и в Хатангском прокумуляция происходила почти на всей площади.

Максимальных размеров юрские моря достигли в келловее. В это время на западе море захватило большую часть Русской платформы и почти всю южную альпийскую зону. В Западной Сибири море распространилось на бо́льшую часть прежде существовавшей здесь равнины и значительно расширилось в Хатангском прогибе. На востоке, однако, размеры морской акватории сократились. Море покинуло Забайкалье и значительную часть Вилюйской впадины, а на месте Верхоянья возникла холмистая денудационная равнина. На юге Сихотэ-Алиня образовалась низменная суша. На Северо-Востоке море обмелело и появились обширные невысокие острова.

В оксфорде и киммеридже картина изменилась лишь незначительно. На юге Русской платформы и в Средней Азии образовались засолоненные лагуны. В Западной же Сибири море достигло максимальных размеров. Несколько расширился морской бассейн на юго-востоке Сихотэ-Алиня. Повсеместно произошло снижение рельефа суши. Горные массивы, существовавшие ранее в Алтае-Саянской области и в районе современного Станового хребта и Патомского нагорья, заметно снивелировались. В келловее, оксфорде, и киммеридже на западе и востоке страны южные моря широко сообщались с северными арктическими бассейнами. В волжском (титонском) веке несколько сократились размеры морского бассейна на Русской платформе, в альпийской зоне, а также на Северо-Востоке.

В начале мелового периода, в берриасе и валанжине (на карте Атласа показано как валанжинское время) на Русской платформе,

в Западной Сибири и на юге в альпийской зоне границы морей изменились мало. Существенные изменения произошли на крайнем востоке СССР, где море отступило на восток от своих прежних границ примерно на 1000—2000 мм. На тех пространствах, где ранее располагалось море, образовались возвышенные равнины и горы.

В готериве произошли новые значительные изменения палеогеографической обстановки, что связано с почти повсеместно проявившейся обширной регрессией. Регрессия отмечается, хотя и в сравнительно слабой степени, на Русской платформе и в альпийской зоне. Но особенно она заметна в Западной Сибири, на Северо-Востоке и на Дальнем Востоке (Сихотэ-Алинь).

Но уже в барреме, апте и альбе повсеместно развивается новая трансгрессия. На Русской платформе и в альпийской зоне в барреме моря захватывают ранее осушенные участки. В Западной Сибири увеличиваются размеры открытого морского бассейна. Значительное расширение морей произошло в Сихотэ-Алине и в Анадырско-Корякской области. Тихоокеанский и Арктический бассейны пока еще соединяются узким проливом (Анюйский пролив).

В апте постепенно развивается трансгрессия.

В альбе размеры морских акваторий снова увеличились, но в ряде мест море отступило от своих прежних границ. На востоке страны прекратил свое существование Анюйский пролив, соединивший Арктический и Тихоокеанский бассейны. На западе, в пределах Русской платформы, связь северных и южных морей, очевидно, временами прекращалась. Но Русское море значительно расширилось и широко сообщалось с западными морями. Увеличились размеры моря и в Западной Сибири. К этому времени на востоке и в центральной части страны возможно, были уже сформированы основные черты рельефа, характерные для современного периода.

В сеномане существенных изменений не произошло, но несколько снизились положительные формы рельефа, хотя Казахстанский массив и испытал некоторые поднятия, так же как и горные массивы востока страны.

В туроне на западе море снова захватило ранее осушенные пространства; моря юга Русской платформы, Альпийской зоны и Западной Сибири практически объединились в сплошной крупный морской бассейн. На востоке же страны эта трансгрессия почти не проявилась. В начале сенона палеогеографическая обстановка изменилась мало. Однако во второй половине кампана начала заметно проявляться регрессия, особенно усилившаяся в маастрихтское время, когда на Дальнем Востоке моря значительно отступили на восток, а на месте прежних акваторий возникли огромные абразионные равнины, особенно в пределах современного Охотского моря.

В конце мелового периода, в датский век, регрессия еще более усилилась, особенно на востоке страны, хотя и не повсеместно.

Начиная с палеоцена на западе страны началась новая трансгрессия, достигшая максимума к концу эоцена. На востоке же на большей части прежних морских акваторий образовались озерно-аллювиальные равнины, в пределах которых накапливались паралические угленосные толщи. Но в конце эоцена море вновь захватило отдельные участки этих равнин.

В олигоцене на западе страны размеры морей сократились. В Западной Сибири, превратившейся в сушу, окончательно объединившую Европу и Азию в один материк, образовалось большое пресное озеро. На востоке же страны море значительно расширилось, захватив Кам-

чатку, Корякское нагорье, Курильские острова и значительную часть Сахалина. Моря эти изобиловали гирляндами островов.

В начале неогена на западе страны северные берега морей сместились к югу. В Западной Сибири располагались крупные пресные озера. На востоке страны притихоокеанские внутренние моря несколько сократились в размерах и очертания Азиатского материка, как и рельеф, весьма приблизились к современным. В позднем миоцене даже в альпийской зоне заметно не только сокращение, но и опреснение морей, а на востоке начинают вырисовываться контуры современного Корякского нагорья.

В раннем и среднем плиоцене продолжается дальнейшее сокращение морских акваторий, а на востоке страны формируется горная область.

В позднем плиоцене на западе страны происходит наступление моря с юга на Прикаспийскую впадину (акчагыльская трансгрессия), а также на севере на Русскую плиту; на востоке моря продолжают отступать.

В начале четвертичного периода произошли существенные изменения. На юге СССР сократились размеры морских акваторий, а на севере береговая линия моря отступила в сторону Арктического бассейна. Огромные северные пространства страны стали областью покровного оледенения.

В среднечетвертичное время площадь оледенения сократилась, а моря на востоке несколько расширились; окончательно определились современные черты рельефа всей территории Советского Союза. Во время Микулинско-Казанцевского межледниковья (80—100 тысяч лет назад) общая географическая ситуация оказалась весьма близкой к современной. Однако на северо-западе Европейской части СССР существовал морской бассейн, соединявший Балтийское и Белое моря.

В позднечетвертичное время, в эпоху Калининско-Зыряновского оледенения (50 тысяч лет назад), на севере вновь несколько расширились площади покровного оледенения и границы моря несколько отступили к северу.

Современная физико-географическая обстановка определилась несколько позднее, примерно 10—15 тысяч лет назад.

ПЕРИОДИЧНОСТЬ ТРАНСГРЕССИЙ И РЕГРЕССИЙ

Глобальная периодичность трансгрессий и регрессий отчетливо видна на кривых (рис. 1). Она хорошо совпадает с тремя крупными трансгрессиями, происходившими: 1) в ордовике и начале силура, 2) в конце девона и в первой половине карбона, 3) в конце юры и позднем мелу — палеогене, а также с четырьмя такими же значительными регрессиями, имевшими место: 1) в начале кембрия, 2) в конце силура и в начале девона, 3) в конце перми, в триасе и в начале юры и 4) в неогене. Эпохи регрессий, как известно, совпадают с основными эпохами замыкания геосинклиналей, с их орогенической стадией развития, а именно с окончаниями байкальской, каледонской, герцинской и альпийской складчатостей. Промежутки времени между максимумами регрессий равны примерно 180 млн. лет. Это наиболее крупные, четко устанавливаемые этапы тектогенеза.

Изменение максимальных мощностей, площади занимаемой горами и существенные перестройки очертаний морей на платформах тесно связаны с трансгрессиями и регрессиями. Однако эта зависимость не всегда бывает простой и не всегда карты дают достаточно уверенный материал для достоверных выводов. Максимальные мощности от-

ражают размах вертикальных движений, они характеризуют темп прогибания — мест накопления осадков и величину подъема областей денудации, определяющего количество поступающего из них терригенного материала. Максимальные мощности достигают наибольших значений во время замыкания геосинклиналей, точнее в этап орогенеза. Снижение значений мощностей для конкретных районов запаздывает по сравнению с началом регрессий.

В геосинклинальный этап развития происходит некоторое увеличение мощностей во время крупных регрессий (Казахстано-Саянская, Тянь-Шаньская, Таймырская, Верхояно-Колымская складчатые области). В течение платформенного этапа развития проявляется обратная тенденция — увеличение мощностей во время трансгрессий (Русская и Сибирская платформы, Западно-Сибирская плита и Тимано-Печорская синеклиза). По-видимому, в геосинклиналях во время регрессий действительно увеличивается размах вертикальных движений, а на платформах увеличение мощностей отражает общее погружение и увеличение емкости прогибов за счет затопления суши. По этому признаку палеозойский этап развития Кавказской геосинклинали напоминает больше платформенный, чем геосинклинальный.

Горы на суше, их площадь и высота являются показателем степени расчлененности рельефа. Площадь горных областей заметно возрастает в эпохи крупных регрессий, за исключением регрессии, отвечающей концу раннего мела.

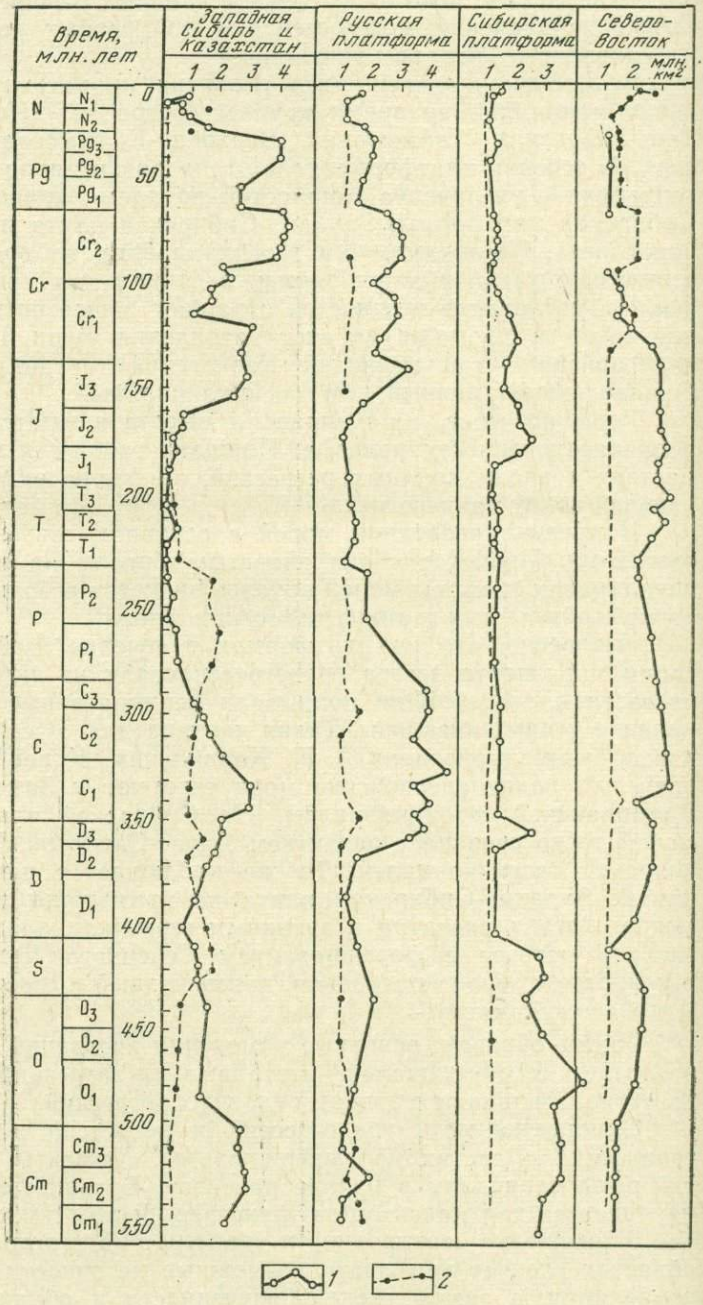
Изменения очертаний морей в основном связаны с крупными регрессиями. Происходят они главным образом на платформах. В геосинклиналях границы морей обусловливаются в большой степени достаточно стабильными границами геосинклиналей.

Интересно, что на платформах в течение всей геологической истории моря почти всегда трансгрессировали из активно погружавшихся геосинклиналей. Они покрывали перикратонные прогибы и примыкающие к ним синеклизы. Такая картина для Русской платформы уже давно была установлена А. П. Карпинским. К ней можно лишь добавить, что раннепалеозойские моря тяготеют к Западно-Европейской и Грампианской геосинклиналям. На Сибирской платформе положение морей тесно связано с развитием Алтае-Саянской, Таймырской и Верхоянской геосинклиналей. То же наблюдается для Турано-Скифской плиты. Западно-Сибирская плита не примыкала в течение платформенного этапа развития к активным геосинклиналям. Ее наклоны связаны в мезозое с формированием Северного Ледовитого океана, а в кайнозое с зоной прогибания, примыкавшей с севера к Тянь-Шаньско-Алтайскому орогену.

Таким образом, основные изменения очертаний морей обусловлены развитием геосинклиналей и этапами их замыкания. Последние, как известно, совпадают с эпохами главных регрессий.

Одновременность трансгрессий и регрессий в различных геотектонических областях не выдерживается. Моменты максимума регрессий реже совпадали в начале палеозоя. Большая асинхронность устанавливается для максимумов трансгрессий, чем для максимумов регрессий. При оценке синхронности трансгрессий и регрессий в удаленных областях следует учитывать возможные неточности стратиграфической корреляции, а также степень изученности и обнаженности соответствующих отложений. Необходимо отметить, что синхронность движений обычно наблюдается у смежных и сходных по времени геосинклинального развития областей. По этому критерию объединяются: 1) Русская платформа с Печорской синеклизой; 2) Сибирская платформа с Таймырской геосинклиналью; 3) Сихотэ-Алиньская геосин-

клиналь с Камчатско-Корякской геосинклиналью; 4) Верхояно-Колымская геосинклиналь с Камчатско-Корякской геосинклиналью. Вместе с тем более точное совпадение максимумов трансгрессий и регрессий



устанавливается для Тянь-Шаньской и Верхояно-Колымской геосинклиналей, различных по типу и далеко отстоящих одна от другой.

Общая направленность тектонических процессов и обусловленных ими трансгрессий и регрессий выявляется не менее отчетливо, чем

периодичность. Прежде всего устанавливается нарастание со временем общей регрессии. На рис. 1 видно постепенное увеличение максимумов регрессий и заметное уменьшение размеров мезозойских и кайно-

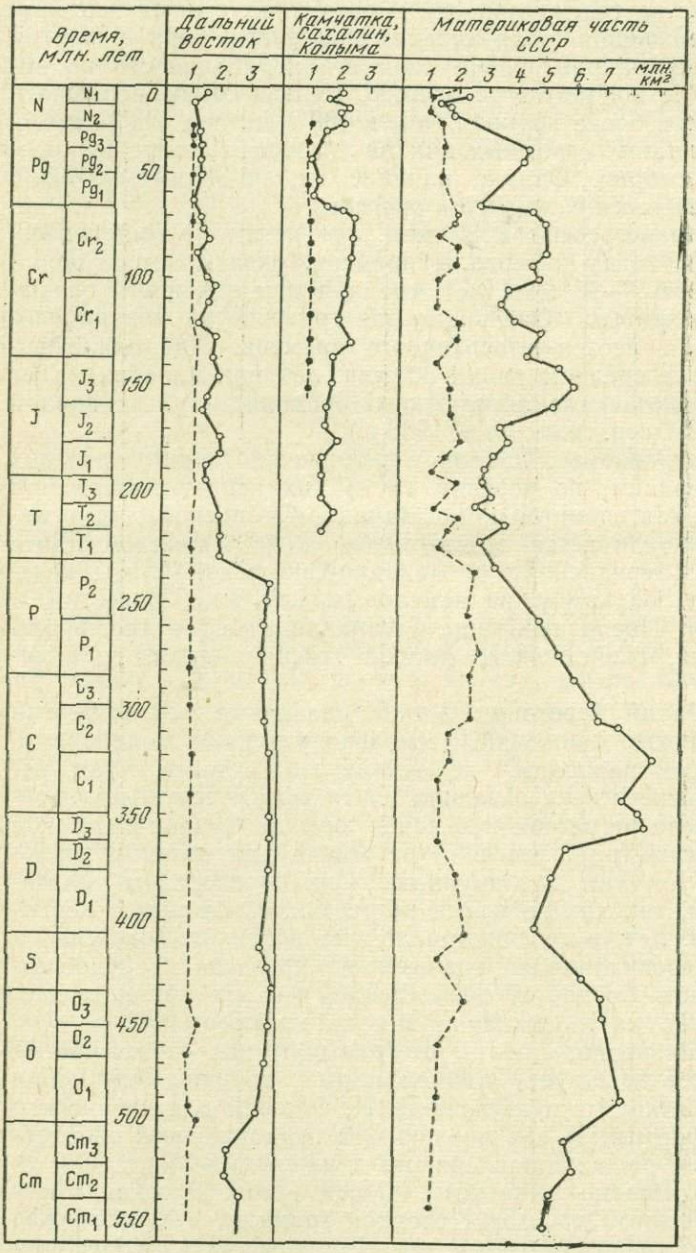


Рис. 1. Кривые, показывающие изменение площадей, занимаемых морями и горами во времени. Составили Ю. Н. Карагодин, А. Л. Хименчук, при участии Л. С. Докторовой и Н. Н. Ивановой

1 — площади морей (в млн. км²); *2* — площади гор (в млн. км²)

зойских трансгрессий. С этим связано усиление расчлененности суши и возрастание накопления терригенного материала, правда последнему способствует еще и похолодание. Общая площадь, занимаемая горами, начиная с кембрия, существенно не изменялась. Однако в до-

кембрии она, по-видимому, была меньшей. Максимальные мощности не испытывают направленного изменения, хотя некоторое снижение для мезозоя и кайнозоя намечается.

Постепенное уменьшение размеров трансгрессий обусловлено уменьшением количества геосинклиналей и связанных с ними перикратонов. Процесс уменьшения роли геосинклинального типа развития скорее всего является направленным, если его периодичность не настолько велика, что не поддается обозрению. Нельзя также исключать влияния периодичности более крупной, чем в 180 млн. лет. На возможность существования таких огромных циклов указывает также геологическая история докембрия. Однако влияние их, по-видимому, было меньшим, чем влияние геосинклиналей и орогенов.

Периодичность трансгрессий в 30 млн. лет почти не выявляется. Лишь в тех случаях, когда интервалы времени, охватываемые одной картой, не превышают 7—10 млн. лет, средняя периодичность оказывает влияние на ход кривых. Она видна для триасового, позднемелового, палеогенового и неоген-четвертичного времени. Продолжительность этих периодов в среднем равна 30 млн. лет при колебаниях от 25 до 37 млн. лет (по шкале абсолютного времени, опубликованной в Известиях АН СССР, сер. геол., № 9, 1966 г.).

Границы рассматриваемых циклов в различных геотектонических областях часто совпадают, но нередки случаи их асинхронности или даже исчезновения. Так, например, на Западно-Сибирской плите палеогеновый цикл заканчивается в олигоцене, а на Скифской плите в раннем миоцене. В средней части Западно-Сибирской плиты исчезает граница между юрским и раннемеловым циклами. Известны и другие несовпадения. Последние чаще устанавливаются в геосинклиналях, где движения, свойственные данной геосинклинали, проявляются весьма сильно.

Размеры колебаний береговых линий, связанные со средними периодами тектонических движений, несколько уступают колебаниям, свойственным крупным периодам, но соизмеримы с ними. Так, регрессия начала визейского века охватила почти всю Русскую платформу. Повсеместной была регрессия и в конце юры на Турано-Скифской плите. Однако причины трансгрессий и регрессий для средних периодов совершенно иные, чем для крупных. Они обусловлены развитием геосинклиналей, так как во время регрессий, связанных с периодичностью в 30 млн. лет, в геосинклиналях не возникали орогены, а время прогибания геосинклиналей значительно превышает продолжительность 30 млн. лет. Создается впечатление, что эти причины действовали одновременно на геосинклинали и на платформы.

Еще более мелкая периодичность, которая получила отражение на картах Атласа, соответствует промежуткам времени примерно в 150 тыс. лет. Она выявлена и изучена Н. Н. Форшем для казанского яруса Русской платформы. По его мнению, эта периодичность обусловлена синхронными, но разнонаправленными движениями Урала и Русской платформы подобными качаниям чашек весов. Русская платформа погружалась вплоть до своей северной границы, что позволяло морю широко распространяться вдоль ее восточной части. Колебания эти хотя и охватывали огромную территорию, но не были значительными по амплитуде, так как в раннеказанское время, когда общее положение Русской платформы по отношению к уровню моря было более низким, полного осушения территории на границах циклов не происходило и ширина морского бассейна мало изменялась. По-видимому, эта мелкая периодичность располагается вблизи того низшего предела размеров периодичности тектонических движений, когда пе-

риодичность может вызывать значительные трансгрессии и регрессии. Еще более мелкая периодичность, отмеченная Н. Н. Форшем, обусловливает лишь сравнительно небольшие перемещения береговых линий моря, но не его значительное отступление. В 150-тысячелетнем периоде таких мельчайших периодов устанавливается до 10.

Рассмотренная выше периодичность не исчерпывает всей существующей системы периодичности. В. П. Казариновым выделяются периоды продолжительностью около 15 млн. лет. Н. Н. Форш указывает, что 150-тысячелетние периоды объединяются примерно по четыре периода в более крупные. С другой стороны, известны значительно более мелкие периоды.

Изучение периодичности имеет большое значение, так как с ней связана корреляция немых толщ, понимание хода геологической истории; кроме того, к определенным элементам периодов приурочены различные полезные ископаемые, коллектора и непроницаемые перекрытия нефтяных залежей и даже положение обогащенных органическим веществом пород.

ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Для отображения изменений характера осадконакопления, происходивших в ходе геологического времени или на площади крупнейших тектонических структур, использован метод, основанный на измерении площадей распространения важнейших групп осадочных и вулканогенных пород. Эти изменения, произведенные по картам Атласа в пределах всей территории СССР, явились основой для оценки распространенности грубых терригенных пород (конгломераты, галечники, брекчии и пески), нерасчлененных песчано-алевритово-глинистых пород, известняков и мергелей, доломитов, эвапоритов, битуминозных пород, угленосных отложений, кремнистых пород и вулканогенных отложений. Такое разделение пород на группы объясняется особенностями легенды Атласа, не отображающей точных количественных соотношений отдельных перечисленных выше их разностей. Измерения объемов с учетом пропорций пород в основных разрезах, могли бы дать более полное представление о распространенности отдельных групп пород, особенно в геосинклинальных областях, где узким линейным контурам соответствуют огромные мощности отложений (рис. 2).

Анализ данных по осадконакоплению дает возможность проследить циклическую повторяемость условий седиментации и, следовательно, повторяемость в разрезе разных типов пород. Для каждого из циклов характерно преобладание терригенных отложений в его начальные стадии, закономерный рост значения карбонатных отложений к срединным стадиям и резкое увеличение роли терригенных осадков на конечных стадиях циклов. Как правило, максимальное накопление наиболее грубых терригенных отложений приходится не на самое начало цикла осадконакопления, а несколько запаздывает во времени. Наиболее значительное развитие эвапоритов приурочено ко второй половине циклов и совпадает во времени с началом крупных регрессий. Битуминозные породы дают два максимума распределения в течение циклов: первый в конце начальной стадии и второй в начале конечной стадии цикла. Угленосные толщи не обнаруживают такой четкой периодичности. Последняя определяется эпохами преобладания гумидных условий седиментации на территории СССР (карбон — пермь, поздний триас — мел, палеоген — неоген). Намечающееся в ряде случаев некоторое совпадение эпох интенсивного накопления эвапоритовых и угленосных отложений объясняется тем, что на громадной тер-

ритории Советского Союза одновременно существовали аридные и гумидные зоны. Устанавливается также определенная связь между распространением вулканогенных и кремнистых пород, за исключением позднего мела и палеогена Западно-Сибирской плиты.

Анализируя карты Атласа, можно выделить четыре крупных цикла осадконакопления: 1) байкальский, 2) каледонский, 3) герцинский и 4) альпийский. Границы между этими циклами выражены в общем достаточно отчетливо и совпадают во времени с максимальными регрессиями. Граница между байкальским и каледонским циклами приходится на майский век, между каледонским и герцинским — на ранний девон — эйфель, а между герцинским и альпийским — на средний — поздний триас. Первые три цикла отличаются от альпийского гораздо более широким развитием карбонатных и эвапоритовых отложений, в ряде случаев слагающих более половины общей площади области седиментации, тогда как для последнего, альпийского, цикла констатируется резкое преобладание терригенных образований. Лишь в срединную стадию этого цикла (Cr_2—Pg_2) существенно возрастает распространенность карбонатных пород, причем значение доломитов и эвапоритов оказывается весьма скромным. Необходимо отметить, что для первых двух циклов были более характерными аридные условия седиментации; начиная со второй половины герцинского цикла преобладающую роль завоевали осадки гумидного генезиса, а в альпийском цикле на значительной части территории Союза располагалась зона умеренного климата. Альпийский цикл выделяется также особенно интенсивным проявлением вулканизма, главным образом в притихоокеанских геосинклинальных областях.

Для альпийского платформенного осадконакопления типично появление и широкое распространение кремнистых образований (опоки, трепелы, диатомиты), не связанных с вулканической деятельностью. Конечная стадия герцинского цикла (P_2—T_1) характеризуется наиболее широким развитием платформенного вулканизма и не имеет аналогов в более ранних и поздних циклах.

С завершающим этапом байкальского цикла связано накопление значительных масс разнообразных полезных ископаемых осадочного происхождения; к ним относятся: поваренная и калийная соли (Сибирская платформа), пластовые фосфориты (Каратау), ванадиеносные сланцы (Тянь-Шань), железные руды, нефть и битуминозные известняки (Сибирская платформа).

Главнейшими осадочными полезными ископаемыми, приуроченными к каледонскому циклу, являются битуминозные сланцы, соли, фосфориты.

Герцинский этап развития дал крупные накопления углей в передовых прогибах и на платформах, нефти и газа (Волго-Уральская область, Днепровско-Донецкая впадина), горючих сланцев (Русская платформа), бокситов (Урал, Русская платформа и др.), солей (Прикаспийская синеклиза и Предуральский передовой прогиб).

К альпийскому этапу приурочены крупные скопления нефти и газа, горючих сланцев, углей, фосфоритов желвакового типа, железных руд, образование крупнейших месторождений марганца, бокситов и россыпей тяжелых минералов.

Подсчеты площадей распространения осадков на территории Советского Союза показывают, что на долю морских отложений приходится около 70%, а на континентальные образования — 30% площади. Среди осадков морского происхождения около половины площади занимают песчано-глинистые и грубообломочные толщи. Весьма велика роль карбонатных осадков и эвапоритов (около четверти площади).

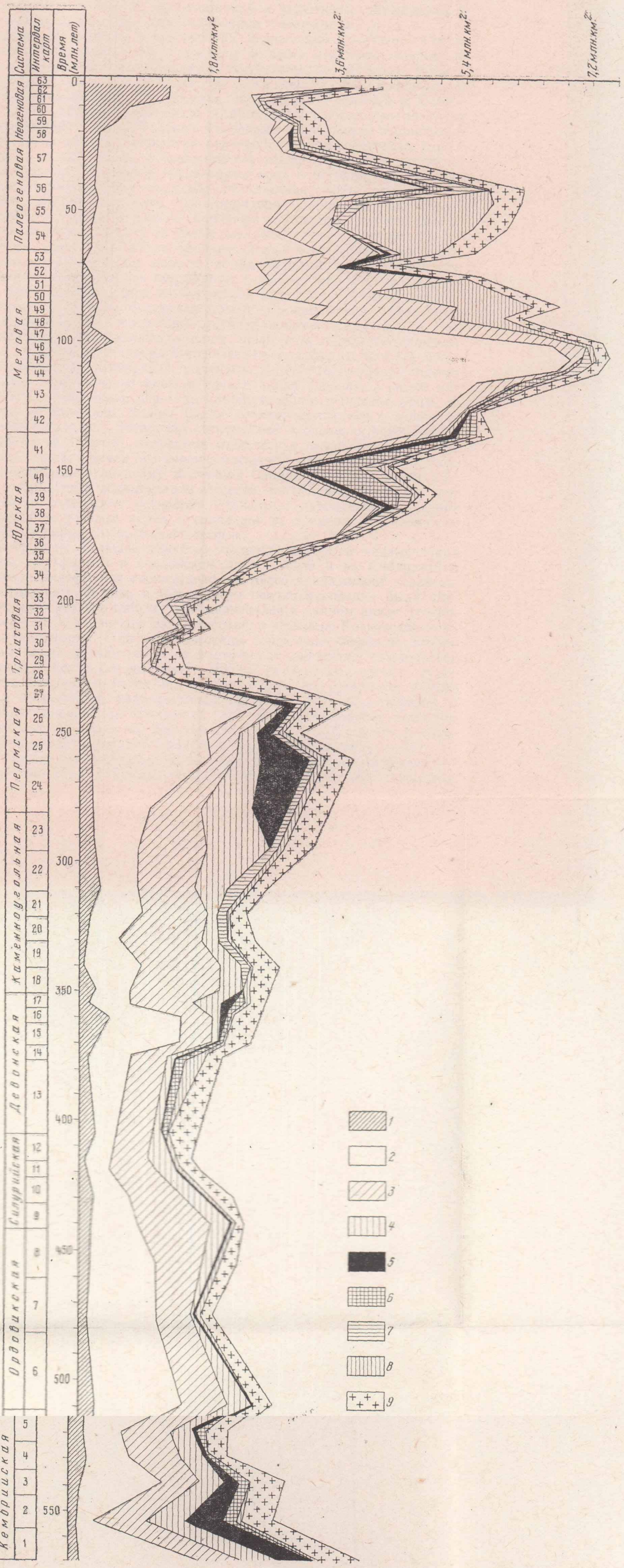


Рис. 2. Диаграмма изменения площадей осадконакопления и типов осадков в фанерозое

1 — конгломераты; *2* — пески, глины; *3* — известняки, мергели; *4* — доломиты; *5* — эвапориты; *6* — битуминозные породы; *7* — каменные угли; *8* — кремнистые породы; *9* — вулканогенные породы. Стратиграфические интервалы карт четырех томов Атласа: 1 — алданский ярус, 2 — ленский ярус, 3 — амгинский ярус, 4 — майский ярус, 5 — поздний кембрий, 6 — ранний ордовик, 7 — средний ордовик, 8 — поздний ордовик, 9 — лландоверийский ярус, 10 — венлокский ярус, 11 — лудловский ярус, 12 — тиверский ярус, 13 — ранний девон, 14 — эйфельский ярус, 15 — живетский ярус, 16 — франский ярус, 17 — фаменский ярус, 18 — турнейский ярус, 19 — визейский ярус, 20 — намюрский ярус, 21 — башкирский ярус, 22 — московский ярус, 23 — поздний карбон, 24 — ассельский и сакмарский ярусы, 25 — артинский и кунгурский ярусы, 26 — казанский и уфимский ярусы, 27 — татарский ярус, 28 — индский ярус, 29 — оленекский ярус, 30 — средний триас, 31 — карнийский ярус, 32 — норийский ярус, 33 — рэтский ярус, 34 — геттангский и синемюрский ярусы, 35 — плинсбахский ярус, 36 — тоарский ярус, 37 — ааленский ярус, 38 — байосский и батский ярусы, 39 — келловейский ярус, 40 — оксфордский и киммериджский ярусы, 41 — волжский ярус, 42 — берриасский и валанжинский ярусы, 43 — готеривский ярус, 44 — барремский ярус, 45 — аптский ярус, 46 — альбский ярус, 47 — сеноманский ярус, 48 — туронский ярус, 49 — коньякский ярус, 50 — сантонский ярус, 51 — кампанский ярус, 52 — маастрихтский ярус, 53 — датский ярус, 54 — палеоцен, 55 — ранний и средний эоцен, 56 — поздний эоцен, 57 — олигоцен, 58 — ранний миоцен, 59 — средний миоцен, 60 — поздний миоцен, 61 — ранний плиоцен, 62 — средний плиоцен, 63 — поздний плиоцен

Среди остальных типов пород наибольшим распространением пользуются вулканогенные образования. Иные соотношения обнаруживают континентальные отложения, среди которых господствующее место принадлежит терригенным осадкам (более 80% площади). Существенное значение имеют наземные вулканогенные и угленосные образования и резко подчиненную роль играют карбонаты и эвапориты.

Сделанные выводы характеризуют территорию Советского Союза в целом. Однако если рассматривать историю осадконакопления по отдельным крупным тектоническим структурам, то нетрудно увидеть существенные различия в типах и соотношениях формировавшихся в их пределах осадков. На древних платформах — Русской и Сибирской — уже в байкальском цикле наметились существенные различия в седиментации. Так, на Русской платформе преобладали терригенные осадки, тогда как на Сибирской отлагались преимущественно карбонатные, а в конце цикла и эвапоритовые толщи. Последние представляют собой одну из самых грандиозных эпох в истории соленакопления даже в планетарном масштабе. Эти отличия сохраняются и в следующем, каледонском цикле. На территории Сибирской платформы по-прежнему господствующими породами оставались карбонатные и соленосные образования, в то время как на Русской платформе на каледонском этапе ее развития соленакопление почти полностью отсутствовало, а карбонатные породы в значительной степени представлены мергелями. Различия ощущаются и в более широком распространении битуминозных пород на Сибирской платформе. К этому следует добавить, что область осадконакопления в каледонском цикле охватывала значительную часть Сибирской платформы, тогда как на Русской платформе она занимала лишь около 15% общей ее площади.

На герцинском этапе рассматриваемые платформы как бы поменялись ролями. На Сибирской платформе карбонаты и соленакопление сохраняют свое значение лишь в начале цикла (девон), а затем господствующее положение переходит к терригенным и прежде всего угленосным отложениям. Конец цикла ознаменовался здесь мощными излияниями траппов. Наиболее интенсивные проявления эффузивного вулканизма на Русской платформе относятся к начальной стадии герцинского цикла, причем по своему масштабу они существенно уступают трапповому вулканизму Восточной Сибири. Преобладающее значение в герцинской седиментации Русской платформы приобрели карбонатные и соленосные формации. Максимум накопления последних приходится на раннюю пермь и совпадает во времени с максимумом угленакопления на Сибирской платформе.

Значительно большее сходство обнаруживается в седиментации на обеих платформах в альпийском цикле, когда и на Сибирской и на Русской платформах господствующее место принадлежит терригенным формациям. И там, и тут области осадконакопления были смещены на периферии в сторону развивающихся в данном цикле геосинклиналей — в Верхоянской на Сибирской и Крымско-Кавказской — на Русской платформе. При этом площади осадконакопления во второй половине цикла начали на обеих платформах постепенно сокращаться и достигли в конце его минимума. Нельзя не отметить, однако, существенного отличия в развитии, выразившегося на срединной стадии цикла в интенсивном карбонатонакоплении на Русской платформе и отсутствие такового на Сибирской. Не менее интересным отличием является формирование на Русской платформе битуминозных сланцевых толщ, а на Сибирской платформе — угленосных отложений.

Сопоставление процессов седиментации на молодых платформах — Западно-Сибирской и Туранской также позволяет выявить специфику

каждой из этих структур. На первой из них господствовало терригенное осадконакопление, сочетавшееся с формированием угленосных толщ, континентальное на начальной и конечной стадиях альпийского цикла и морское на срединной стадии этого цикла. Именно к последней относится период накопления мощных осадков сильно обогащенных свободным кремнеземом (опоки, трепелы, диатомиты). По своим масштабам кремненакопление на Западно-Сибирской плите значительно превосходило синхронное накопление кремнистых осадков на Русской платформе (поздний мел — эоцен). Более того кремненакопление в Западной Сибири представляет собой уникальное явление даже в глобальном масштабе. Для Западно-Сибирской плиты характерно также мощное железорудообразование, происходившее по восточной и западной ее периферии. Оно приходится на срединную стадию альпийского цикла, которая в области развития континентальных фаций — по периферии плиты ознаменовалась формированием кор выветривания и образованием месторождений бокситов. Весьма показательно также почти полное отсутствие карбонатов и солей на Западно-Сибирской платформе. В совокупности все эти особенности осадконакопления на альпийском этапе указывают на то, что Западная Сибирь располагалась в области гумидного, временами относительно холодного климата.

Туранская плита отличается от Западно-Сибирской прежде всего, более разнообразным набором осадков, среди которых существенное значение имеют карбонатные породы (в том числе и доломиты), довольно часто встречаются эвапориты, некоторым распространением пользуются вулканогенные образования (Бадхыз) и, что самое главное, огромное значение на завершающей стадии развития приобретают мощные толщи грубых терригенных пород молассовой формации. Все эти признаки свидетельствуют о том, что Туранская плита располагалась по периферии аридной зоны и обрамлялась с юга и востока активизировавшимися в неогене орогенами.

Интересно отметить различия в расположении и характере активных областей сноса, влияющих на осадконакопление. Для Русской плиты основным и постоянным источником сноса являлся Балтийский щит, сложенный докембрийскими кристаллическими породами. Подчиненное значение имели Украинский и Воронежский массивы. До конца палеозоя переработка продуктов размыва щитов определяла минеральный состав терригенных пород платформы. Начиная с поздней перми и вплоть до конца триаса в области осадконакопления Русской платформы устремился поток геосинклинального материала с орогенных поднятий Урала, изменив характер установившихся на платформе минеральных ассоциаций (место кварцевых песков с дистеном и ставролитом заняли полимиктовые образования с эпидотом, сфеном и хромшпинелидами). В дальнейшем размыв и переотложение осадков палеозоя и миграция осадочного материала в южные области интенсивного и устойчивого прогибания (Прикаспийская синеклиза и Кавказская миогеосинклиналь) определили зрелость минерального состава осадков мезозоя и кайнозоя. Лишь на самой конечной стадии развития Русской платформы в ее пределы вторгся обломочный материал из Кавказской геосинклинальной области. Таким образом, характерной особенностью накопления терригенного материала на Русской платформе следует считать его далекие перемещения, преобразования на путях переноса и конечное нивелирование его состава.

Другая картина вырисовывается для Западно-Сибирской плиты. Здесь основными источниками сноса на протяжении всей ее альпийской истории являлись обрамляющие ее горные сооружения (Урал,

Казахская складчатая область и главным образом Сибирская платформа). Это предопределило, с одной стороны, несколько асимметричные центростремительные тенденции перемещения обломочного материала, а с другой — полимиктовый состав исходного материала и малую его переработку.

Иная картина намечается для Туранской плиты. Здесь решающее значение для седиментации имели внутренние поднятия (включая Казахский щит), образованные в основном метаморфическим комплексом погребенных герцинид. Это сказалось на пестроте и изменчивости минеральных ассоциаций на площади плиты.

Сходство в развитии процессов седиментации важнейших геосинклинальных областей Советского Союза проявляется столь же отчетливо, как это мы видели и на платформах. Оно выражается в закономерной смене типов осадков в течение цикла, господства глинисто-*сланцевых и вулканогенных толщ в начале его, карбонатных в* следующую стадию развития, флишевых образований в прединверсионную стадию и накопления мощных молассовых и наземных вулканогенных серий на завершающем орогенном этапе. При этом, как правило, выдерживается приуроченность тех или иных типов осадков к определенным зонам.

Однако каждая геосинклиналь развивается с некоторым, присущим только ей, своеобразием. Так, для альпийских геосинклиналей юга СССР очень характерно резко выраженное развитие флишевых формаций (Карпаты, Кавказ), которые менее отчетливо представлены в других геосинклинальных зонах Советского Союза. Уральская геосинклиналь отличается ярко выраженным постоянным развитием карбонатных толщ в миогеосинклинальной зоне и мощным накоплением вулканогенно-осадочных и яшмовых пород в эвгеосинклинальной зоне Восточного склона Урала. Для Предуральского передового прогиба характерно широкое распространение рифов в начальную стадию и солеобразование в конечную стадию формирования прогиба. Для киммерийской и альпийской геосинклиналей Тихоокеанского сектора Советского Союза типичен исключительно напряженный подводный и особенно наземный вулканизм, который проявлялся практически на всех стадиях развития этой геосинклинали. Основным источником питания терригенным материалом геосинклиналей являлись внутренние поднятия и продукты извержений активно действовавших в это время вулканов. На начальных стадиях развития миогеосинклинальных зон большое значение имел материал, приносившийся из соседних, приподнятых в это время, платформ. Существенное значение платформенный материал имел и на заключительной стадии развития, когда платформы испытывали осушение, поднятие, осушение и размыв, а в передовых прогибах еще продолжалось осадконакопление. Роль внутренних, геоантиклинальных поднятий с течением времени, по мере их консолидации в крупные участки суши, возрастала, а после инверсии и горообразования основная масса терригенного материала выносилась в прогибы из разраставшихся внутренних поднятий в прогибы. Установлено, что в геосинклиналях, как этого и следовало ожидать, преобладают полимиктовые ассоциации минералов в терригенных породах. В периоды поступления терригенного материала с платформ в теле геосинклинали возникали участки, характеризующиеся более зрелыми минеральными ассоциациями. Следует отметить, что обилие малостойких минералов в геосинклиналях обусловливается тектоническим режимом — быстрым сносом и захоронением осадков, не успевавших испытать на себе длительное воздействие агентов выветривания

и факторов переноса (истирания). Это является одним из существенных отличий осадконакопления геосинклинали от платформ.

Приведенный выше материал показывает, что закономерности осадконакопления, устанавливаемые в пределах Советского Союза, обнаруживают в общем значительное сходство с тенденциями развития, выявленными для материкового блока нашей планеты в целом.

ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЯ

В Атласе литолого-палеогеографических карт СССР широко использованы результаты изучения организмов прошлого. Они позволили не только устанавливать возраст вмещающих пород, но и уточнять физико-географическую обстановку формирования осадков.

Кроме того, на основе методических предпосылок, изложенных в 1 томе настоящего издания, биогеографическому районированию территории Советского Союза посвящены специальные схемы, помещенные в виде врезок на основных картах, а иногда и среди дополнительных карт Атласа. Последний содержит 58 подобных схем для веков, иногда двух смежных веков или эпох.

Изучение пелагических фаун (рангеиды, медузоиды) и остатков древних, обитавших в морях растений, позволяет считать, что биогеографическая дифференциация морей позднего докембрия была очень слабой. В кембрии, с появлением достаточного разнообразного бентоса уже более отчетливо намечается такая дифференциация. Однако ограниченность материала не позволила авторам составить для этого периода биогеографические схемы.

Данные о биогеографическом районировании морей и суши в пределах СССР в ордовике и в последующие периоды сведены в таблицу. Понятно, что смещения биогеографических единиц — биохорий — происходили постепенно, в связи с эволюцией палеогеографической обстановки и развитием органического мира. Несмотря на преемственность биогеографических подразделений, их унаследованность не всегда закреплена в наименованиях; палеобиогеографическая номенклатура еще нуждается в упорядочении. В приведенной таблице указана максимальная для каждого периода дифференциация на области (иногда подобласти) и провинции (иногда подпровинции), которые охватывают, как правило, целые седиментационные бассейны или крупные их части. Более мелкие подразделения — районы и участки — на большинстве биогеографических схем не выделялись.

К началу ордовикского периода устанавливается климатическая зональность, сказывающаяся на распределении фауны шельфовых морей. Расположение климатических поясов, по-видимому, сильно отличалось от современного. В пределах СССР наиболее теплолюбивой представляется фауна Северо-Востока Сибири, а фауна Скандо-Балтики, Казахстана, Средней Азии скорее принадлежала умеренному поясу. Более резкие отличия наблюдаются в составе зообентоса и по водорослям, меньшие — в комплексах граптолитов. Биогеографическая дифференциация возрастает в течение ордовика и достигает максимума к его концу.

Общая трансгрессия начала силурийского периода приводит к широчайшему распространению как пелагических (граптолиты, наутилоидеи и др.), так и бентосных (кораллы, брахиоподы и др.) групп фауны. Они остаются близкими в разных участках морских бассейнов почти до конца периода, когда площади моря сокращаются в размерах.

В раннем девоне тепловодные моря западной части СССР характеризовались береговыми кораллово-строматопоровыми рифами с бра-

ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ СССР

Период	Море								Фауна	Суша (по растительности)								
N	Средиземноморская область			Тихоокеанская область					Двустворки	Европейско-Азиатская область								
										Евро-Западно-Сибирская провинция						Восточно-Сибирская провинция		Дальневосточная провинция
	Понто-Каспийская провинция			Северо-Западно-Тихоокеанская провинция						Южно-Русская подпровинция	Западно-Сибирская подпровинция	Казахстанская подпровинция						
Pg	Западная область							Тихоокеанская область	Двустворки, фораминиферы	Евро-Западно-Сибирская провинция						Дальневосточная провинция		
Cr_2	Средиземноморская область	Среднеазиатская область	Европейская область			Бореальная область		Тихоокеанская область	Аммониты, белемниты, двустворки	Индо-Европейская область						Сибирская область		
			Балтийско-Волжская провинция	Карпато-Копетдагская провинция						Европейская провинция	Среднеазиатская провинция	Уральская провинция				Восточно-Сибирская провинция	Камчатско-Чукотская провинция	Сахалино-Японская провинция
Cr_1	Средиземноморская область		Европейская область			Бореальная область			Аммониты, белемниты, двустворки	Индо-Европейская область						Сибирская область		
										Европейская провинция	Среднеазиатская провинция	Уральско-Чулымская провинция				Восточно-Азиатская провинция	Амурская провинция	Ленская провинция
J	Средиземноморская область			Бореальная область					Аммониты, белемниты, двустворки	Индо-Европейская область						Сибирская область		
	Кавказская провинция	Памирская провинция		Средне-Русская провинция	Печорская провинция	Западно-Сибирская провинция	Гренландская провинция	Северо-Сибирская провинция		Европейская провинция	Среднеазиатская провинция					Амурская провинция		Ленская провинция
T	Средиземноморская область			Бореально-Тихоокеанская область					Аммониты, брахиоподы, двустворки	Европейско-Тянь-Шаньская область						Тунгусская область		
	Кавказско-Памирская провинция		Якутская провинция			Дальневосточная провинция												
P	Средиземноморская область					Бореальная область			Фораминиферы, брахиоподы	Европейская область	Камско-Уральская область	Тунгусская область			Европейско-Азиатская область			
	Крымско-Кавказская провинция	Восточно-Европейская провинция	Среднеазиатская провинция	Приморско-Каспийская провинция		Ново-Земельская провинция	Таймыро-Колымская провинция	Забайкальская провинция	Прибалтийская провинция	Верхоянско-Колымская провинция			Печорская провинция	Кузнецкая провинция	Катазиатская провинция			
C	Средиземноморская область							Бореальная область										
	Восточно-Европейская провинция	Донецкая провинция	Тимано-Печорская провинция	Уральская провинция	Кавказско-Крымская провинция	Среднеазиатская провинция	Корякско-Уссурийская провинция	Казахстанская провинция	Кузнецкая провинция	Джунгаро-Балхашская провинция	Таймыро-Хараульская провинция	Северо-Новоземельская провинция	Верхояно-Колымская провинция	Алтайская провинция	Забайкальская провинция	Монголо-Охотская провинция	Еврамерийская провинция	Казахстанская (по C_2^1) провинция	Казахстанская (с C_2^2) провинция	—
D	Средиземноморская область			Казахстано-Монгольская область			Сибирско-Канадская область		Брахиоподы, кораллы, трилобиты	Европейская область		Казахстанская область		Тунгусская область				
	Кавказско-Памирская провинция	Восточно-Европейская провинция	Урало-Тянь-Шаньская провинция	Алтае-Саянская провинция	Джунгаро-Балхашская провинция	Монголо-Охотская провинция	Таймыро-Колымская провинция											
				(с D_3^2 Бореальная область)														
S	Европейская провинция			Центрально-Азиатская провинция		Сибирская провинция			Кораллы, брахиоподы	—								
O	Балтийская провинция			Центрально-Азиатская провинция		Уральская провинция		Сибирская провинция	Трилобиты, наутилиды, брахиоподы	—								

хиоподами, в то время как на севере и северо-востоке страны находился морской бассейн с близкой, но более холоднолюбивой фауной. В среднем и в начале позднего девона увеличиваются площади, занятые морем, но характер зоогеографической их дифференциации существенно не меняется. В конце же периода исчезает обособление фаун тихоокеанских и арктических бассейнов, возникает единая Бореальная область с более холодным климатом, чем Средиземноморская.

В раннем карбоне термальная дифференциация в пределах СССР, видимо, уменьшилась и фауна бореального типа проникла в моря низких широт. Возникают комплексы фауны смешанного типа. В среднем и позднем карбоне различия в фауне Средиземноморской и Бореальной областей значительно возросли, что можно объяснить не только изменениями в очертаниях морей и ослаблении связей между ними, но и усилением климатической дифференциации. Представляется аномальным распространением в это время фауны средиземноморского типа в морях Корякско-Приморского региона. Оно сохраняется в пермском периоде и, возможно, объясняется последующими значительными перемещениями этого участка земной коры, либо наличием теплых течений, направленных с юга вдоль западной окраины Тихого океана.

Пермская фауна морей юго-западной части СССР характеризуется широким распространением колониальных кораллов, фузулинид и других теплолюбивых элементов. В то же время в бореальных морях Северо-Востока страны комплекс фауны очень беден и имеет существенно иной систематический состав. Граница областей в поздней перми перемещается и море Русской платформы должно быть отнесено к Бореальной области.

В триасе климатическая зональность обусловила различие фауны населявших моря юга европейской и среднеазиатской частей СССР, с одной стороны, и морей севера и востока страны — с другой. Она характеризовалась своеобразными комплексами головоногих и двустворчатых моллюсков, более обедненными на севере. Границы областей не оставались стабильными. В оленекском веке и в среднетриасовую эпоху в фауне морей южной половины восточной окраины страны появляются средиземноморские элементы, а в начале и в конце периода — бореальные.

В начале юрского периода дифференциация морской фауны была незначительна. Она позволяет обосабливать комплексы юго-западной и северо-восточной частей СССР лишь в ранге провинций. В дальнейшем различия фауны бассейнов юга и севера становятся более существенными и эти различия возрастают вплоть до конца периода. Позднеюрская трансгрессия обусловила смещение границы Средиземноморской и Бореальной областей к югу. В то же время вдоль восточной окраины страны средиземноморские элементы проникают к северу.

В пределах раннемеловых морей на территории СССР существовали четыре зоогеографические области, подразделение которых на провинции пока невозможно. Наиболее отлична фауна морей юго-запада и бореальных бассейнов северных окраин Союза. Моря Русской платформы и крайнего востока сообщались с двумя первыми бассейнами, что и обусловило своеобразие смешанного их населения. Помимо аммонитов и белемнитов при районировании в это время значительное распространение имели бухии (ауцеллы) и некоторые другие группы. Те же области выделяются в позднем мелу, когда к ним добавляется обособившая от Средиземноморской Среднеазиатская область (провинция?).

Обширный континент разделяет в палеогене бассейны Западной зоогеографической области — юга европейской и среднеазиатской час-

тей СССР, Западной Сибири и Тихоокеанской области. В это время господствуют двустворки, гастроподы и фораминиферы. Состав их в Западно-Сибирском море, в связи с более суровыми климатическими условиями, обеднен по сравнению с морями более западной части той же области. В олигоцене произошли геотектонические движения, вызвавшие сокращение морей, изменение климата (похолодание).

В неогене моря располагались на юге европейской части и на востоке СССР, лишь сравнительно немного покрывая участки современной суши. Черноморско-Каспийские бассейны истытывали частые перемещения береговой линий, теряя связь между собой и с морями Западной Европы. В связи с этим меняется физико-химический состав водных масс (соленость и др.)и фауна к концу периода уже представлена больше эндемиками. В дальневосточных морях развивались существенно отличные от средиземноморских специфических тихоокеанские элементы фауны.

В четвертичном периоде трансгрессии в пределах современной территории СССР были невелики и кратковременны. Морская фауна в это время почти тождественна современной. Состав ее естественно меняется на севере в моменты оледенений и в межледниковья; на юге на изменение состава фауны оказывает влияние временами устанавливающееся сообщение Каспия с Черным морем, а также возникновение проливов между этим последним и Средиземным морем.

В течение геологической истории площади суши в пределах СССР возрастают. В палеозое здесь еще имелись крупные водные бассейны, вероятно, влиявшие на распределение растительности, но с начала мезозоя четко выявляется большая роль климатической зональности, температуры и влажности. Известное значение имел и рельеф суши — ее высота и расчлененность. С девонского по меловой период имеет место последовательное развитие двух основных флористических областей: 1) Европейской или Индо-Европейской — в западной части страны и 2) Тунгусской или Сибирской — в восточной. Границы между ними, как и границы провинций, когда они выделяются, имеют в общем северо-западное — юго-восточное направление и смещаются, повидимому, в связи со смещениями полюса. Однако строгого соответствия их с палеоширотами нет.

Рассмотрение всей серии палеобиогеографических карто-схем СССР показывает, что в ходе геологической истории имеет место нарастание биогеографической дифференциации. В то же время в пределах Советского Союза иногда наблюдается увеличение или уменьшение числа биохорий одного ранга. Это связано с перестройкой палеогеографической обстановки — с изменением в распределении суши и моря, рельефа суши и морского дна, с усилением или нивелировкой климатических различий и, видимо, многими другими причинами.

На разных этапах геологической истории изменяется роль отдельных групп организмов для палеобиогеографического районирования; привлечь их все не представляется возможным. Кроме того, нельзя установить прямую зависимость между рангом биохорий и рангом палеонтологических таксонов. Различие родового и видового состава в ряде случаев, особенно для обитателей пелагиали, является более важным и показательным при выделении областей и провинций, чем различие на более высоком уровне.

В Атласе впервые обобщены данные по палеобиогеографии для всей территории СССР и для всего фанерозоя. При этом сказалась недостаточность и неоднородность материала, различная степень его изученности для отдельных частей страны, разных групп и разных периодов. Имеет место и не всегда одинаковый подход при выделении

биогеографических подразделений. Принципы и критерии биогеографического районирования еще недостаточно разработаны, это — задача будущего.

ПАЛЕОКЛИМАТЫ

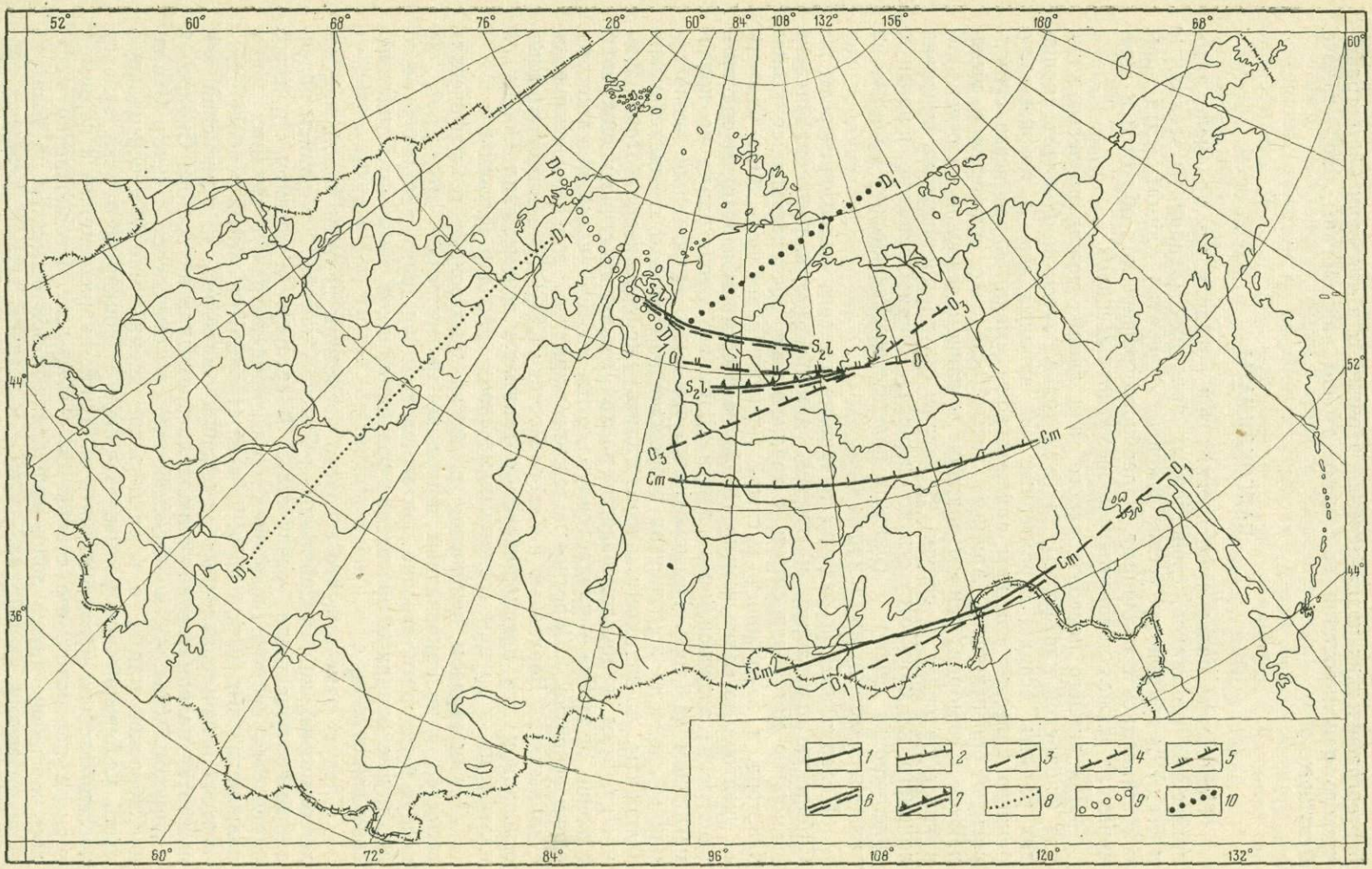
Положение палеоклиматических зон определялось по смене литологических признаков, свойственных аридному (эвапориты, доломиты и т. д.) и гумидному (угли, бокситы, сидериты) климату. Эти зоны сопоставлялись с границами палеобиогеографических областей и провинций, а также с положением палеомагнитных широт.

Для раннего палеозоя такого типа анализ можно провести лишь для Сибирской платформы, так как только здесь на больших площадях развиты осадки, характерные для аридных зон. В течение всего раннего палеозоя границы аридной зоны имели скорее всего субширотную ориентировку. Аридные зоны достаточно определенно выделяются в кембрии, раннем ордовике и раннем девоне и не отчетливы в конце ордовика и силуре. В начале силура достоверные признаки аридного климата отсутствуют вообще. Преимущественно широтную ориентировку имеют и границы палеобиогеографических областей, а также палеомагнитные широты (рис. 3).

Палеомагнитный экватор в течение раннего палеозоя пересекает Сибирскую платформу и поэтому кембрийские и раннеордовикские эвапориты могут относиться к аридной зоне, располагавшейся южнее экватора, а возможно и в самой экваториальной зоне. Они удалены от экватора не более чем на 10—15°, а в среднем и позднем ордовике накопление загипсованных глин и доломитов происходило на палеомагнитном экваторе. Не исключено, что в это время тропический гумидный пояс на континентах отсутствовал. Ранне- и среднедевонские эвапориты, по-видимому, располагались уже севернее экватора. Возможно, этим и обусловливается плохая выраженность аридной зоны в конце ордовика — начале силура, хотя непрерывность ее существования вероятна. Широтное положение аридных зон не увязывается с данными по Верхоянью и Северо-Востоку СССР. Это может служить основанием для предположения о взаимном перемещении Сибирской платформы и группы срединных массивов района р. Колымы.

Таким образом, положение границ аридных зон, биогеографических областей и палеомагнитных широт не противоречат друг другу, но нельзя и говорить, что они подтверждают друг друга, так как возможны другие варианты проведения границ аридной зоны по литологическим данным.

Следует отметить, что согласно последним данным положение палеомагнитных широт Сибирской и Русской платформ в раннем палеозое было существенно различным. В среднем и позднем палеозое намечается субмеридиональная ориентировка границ аридных зон и палеомагнитных широт почти по всей стране. При этом в карбоне отмечаются разнонаправленные смещения экватора — в турнейский век четвертая палеомагнитная параллель проходила на востоке Сибирской платформы (рис. 4), в визейский век она смещается в центр Западно-Сибирской плиты, а в башкирское время — вновь в центральную часть Сибирской платформы. Начиная с башкирского века экватор последовательно перемещается в западном направлении, а в пермском периоде положение его становится стабильным. Неоднократно менялось в карбоне также положение аридных зон относительно экватора и, по-видимому, их ширина — в визе и позднем карбоне северная гра-


52°
60°
68°
76°
28°
60°
84°
108°
132°
156°
180°
68°
60°
52°
44°
36°
60°
72°
84°
96°
108°
120°
132°
D1
S2l
O
O3
Cm
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10

ница аридной зоны располагалась соответственно около 35 и 25° с. ш., в то время как в среднем карбоне она отступала значительно южнее и в башкирском веке не переходила 10° с. ш. На распределение аридных зон перми решающее влияние оказывали герцинские горные сооружения. В целом же климат перми представляется более контрастным по сравнению с климатом карбона.

Интересные данные выявляются при сопоставлении кривой изменения ширины аридных зон с кривой трансгрессий для карбона и перми (рис. 5). Сопоставление показывает, что аридные зоны расширяются не только в эпохи больших регрессий (конец поздней перми), но и в эпохи максимальных трансгрессий (визейский век). Вероятно, на ширину аридных зон влияет также положение барического максимума, зависящего в свою очередь от скорости вращения Земли.

В течение мезозоя происходит закономерное изменение ориентировки границ аридной зоны, тропической (Средиземноморской) палеозоогеографической области, а также палеомагнитных широт ст субмеридионального в триасе до северо-западного в юре и мелу. Аридные зоны достаточно определенно выделяются на протяжении всего мезозоя, причем в триасе северная граница аридной зоны располагалась около 30-й палеомагнитной параллели, в юре — около 40-й и в позднем мелу — около 25-й. Примерно также расположена северная граница тропических морей — около 20-й параллели в триасе, около 40° с. ш. в юре и около 30° с. ш. в позднем мелу.

Континентальные отложения гумидной зоны известны в триасе на Восточном Таймыре и в Верхоянье (т. е. около 70° с. ш. по палеомагнитным данным), а в юре и мелу даже на Северо-Востоке СССР (т. е. около 75—80° с. ш.). Все эти данные позволяют предполагать, что в целом в юрском периоде климат на территории СССР был более ровным и теплым по сравнению с триасовым и меловым периодами. Вполне вероятно, что это обстоятельство обусловлено наибольшим распространением моря в юрском периоде (площадь моря в поздней юре свыше 40% территории СССР, против 20% в триасе и 30% в мелу), а также наименьшей площадью горных массивов (площадь гор в юре около 5% территории СССР, в триасе около 8%, в мелу около 10%).

В палеогене и неогене ориентировка палеомагнитных параллелей постепенно становится субширотной, хотя 30-я палеомагнитная параллель располагается даже в миоцене на 20° севернее современной. В целом, на протяжении палеогена и неогена происходит общее похолодание и увлажнение климата от жаркого в палеоцене и эоцене до умеренного на большей части территории СССР в позднем плиоцене. Этот процесс был строго однонаправленным, поскольку для раннего миоцена и среднего плиоцена отмечается общее потепление и аридизация климата.

Рис. 3. Положение границ аридной зоны, границ палеозохорий и палеомагнитного экватора в раннем палеозое
1 — палеомагнитный экватор в позднем кембрии; *2* — северная граница южной аридной зоны в начале кембрия; *3* — палеомагнитный экватор в раннем ордовике; *4* — палеомагнитный экватор в позднем ордовике; *5* — южная граница аридной зоны в течение ордовика; *6* — граница палеозоогеографических провинций в силуре (лудлове); *7* — южная граница аридной зоны в силуре (лудлове); *8* — палеомагнитный экватор в раннем девоне; *9* — граница палеозоогеографических областей в раннем девоне; *10* — южная граница северной аридной зоны в раннем девоне

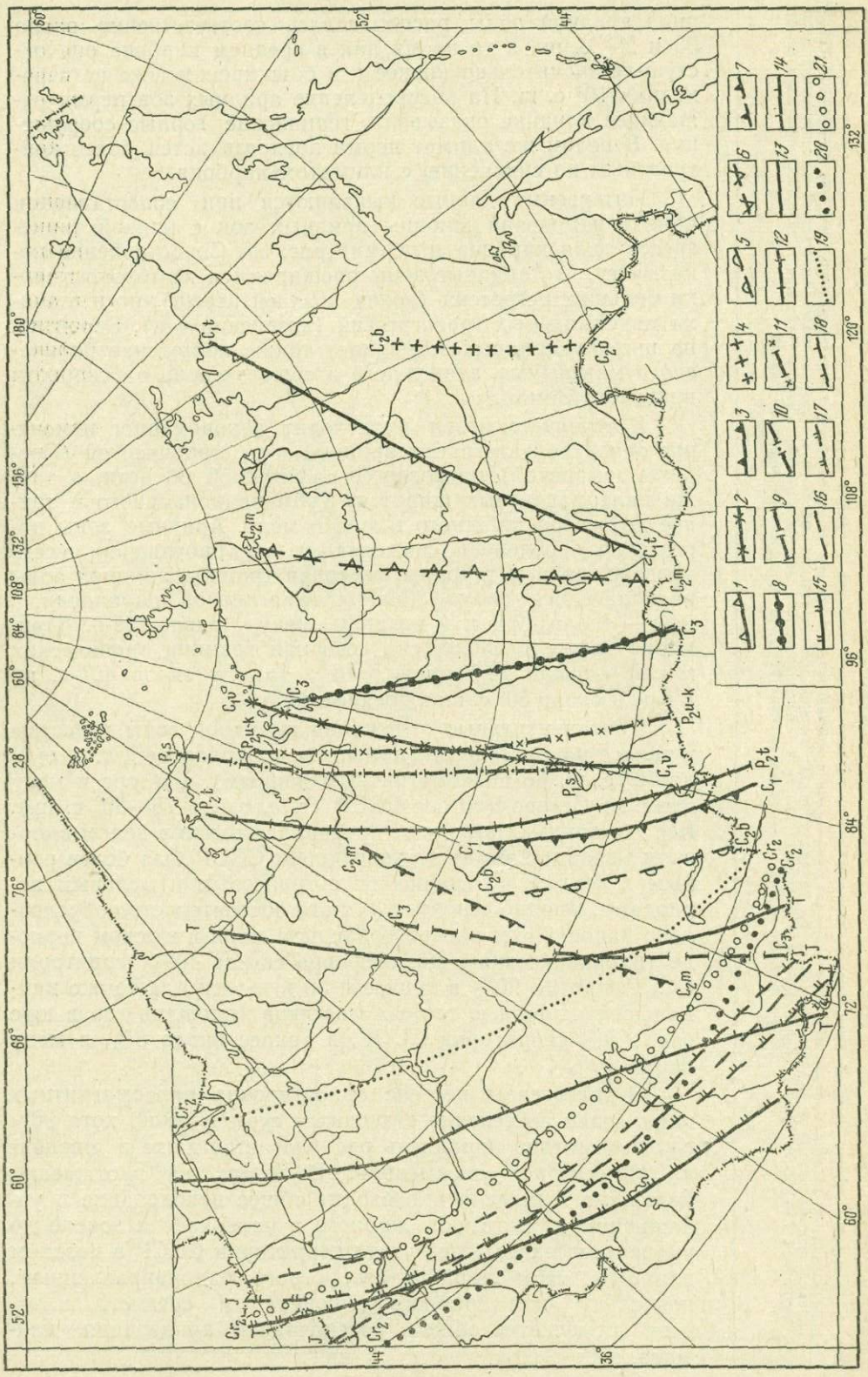

60°
52°
44°
132°
120°
108°
96°
84°
72°
60°
36°
180°
156°
132°
108°
84°
60°
28°
76°
68°
60°
52°
44°
C_2b
C_2m
C_3
C_1b
P_2u-k
P_2s
P_2t
C_1
C_1—P_2t
C_1t
C_2m
C_2b
C_3
C_1
C_2m
C_3
C_2b
C_2m
C_3
C_2m
C_3
C_2m
$C_3

Рис. 4. Положение границ аридной зоны, границ палеобиогеографических областей и палеомагнитных широт в среднем — позднем палеозое и мезозое

1 — палеомагнитная широта (40° с. ш.) в турне; *2* — палеомагнитная широта (40° с. ш.) в визе; *3* — северная граница аридной зоны и граница евромерийской и тунгусской флор в раннем карбоне; *4* — палеомагнитная широта (40° с. ш.) в башкирском веке; *5* — северная граница аридной зоны и граница евромерийской и тунгусской флор в башкирском веке; *6* — палеомагнитная широта (40° с. ш.) в московском веке; *7* — северная граница аридной зоны и граница евромерийской и тунгусской флор в московском веке; *8* — палеомагнитная широта (40° с. ш.) в позднем карбоне; *9* — северная граница аридной зоны и граница евромерийской и тунгусской флор в позднем карбоне; *10* — палеомагнитная широта (40° с. ш.) в сакмарском и артинском веках; *11* — палеомагнитная широта (40° с. ш.) в уфимском и казанском веках; *12* — палеомагнитная широта (40° с. ш.) в татарском веке; *13* — палеомагнитная широта (40° с. ш.) в раннем триасе; *14* — северная граница аридной зоны в раннем триасе; *15* — северная граница Средиземноморской палеозоогеографической области в триасе; *16* — палеомагнитная широта (40° с. ш.) в поздней юре; *17* — северная граница аридной зоны в поздней юре; *18* — северная граница Средиземноморской палеозоогеографической области в поздней юре; *19* — палеомагнитная широта (40° с. ш.) в позднем мелу; *20* — северная граница аридной зоны в позднем мелу: *21* — северная граница Средиземноморской палеозоогеографической области в позднем мелу

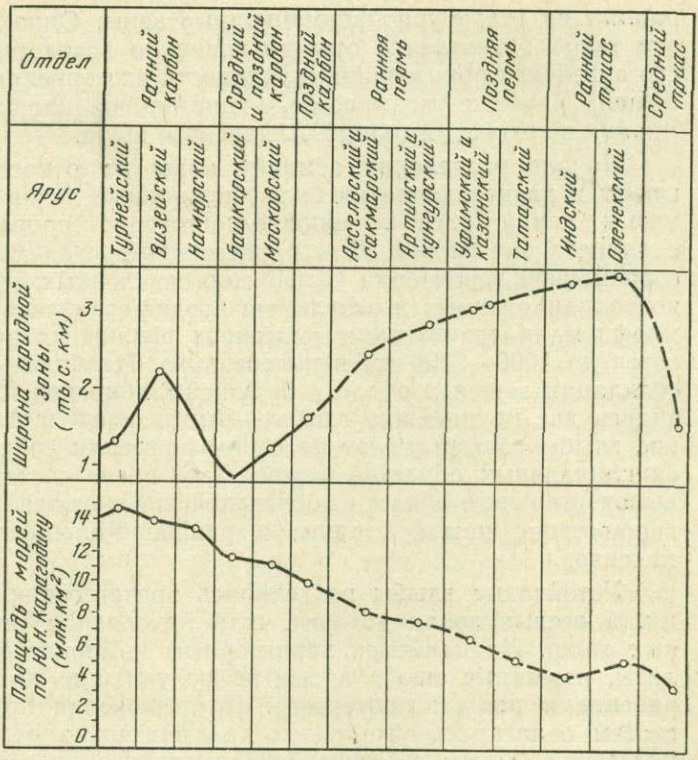


Рис. 5. Кривые изменения ширины аридной зоны и площади морей в среднем и позднем палеозое

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ

Наиболее ранний из доступных изучению этапов тектонического развития территории нашей страны — архейский, не мог быть иллюстрирован палеотектонической картой не только вследствие ограниченного распространения образований этого этапа на поверхности и их повсеместного весьма интенсивного метаморфизма, но и по причине слабой дифференцированности тектонических условий на площади. Архейские толщи повсюду отличаются высоким содержанием первично-вулканогенных пород основного состава, обладают большими мощностями, претерпели сильные складчатые деформации, региональный метаморфизм гранулитовой или (реже) амфиболитовой фации и анатектическую гранитизацию. Все это свидетельствует о всеобщем проявлении тектонического режима высокой подвижности в условиях высокого теплового потока, повышенной проницаемости и пластичности коры. Такой режим, близкий к геосинклинальному режиму более поздних геологических эр, известен под названием ультрагеосинклинального, протогеосинклинального, пермобильного. Считается, что одним из главных отличий этого режима от собственно геосинклинального является отсутствие дифферен-

циации на структурно-формационные зоны. Однако вполне возможно, что такое впечатление отчасти возникло вследствие слабой изученности архейских образований и трудности их корреляции. В некоторых новейших работах указывается, например, на наличие такой дифференциации в архейских толщах Алданского щита.

Начало разделения земной коры на относительно устойчивые глыбы и разделяющие их более подвижные пояса относится, вероятно, уже к концу архея, но вполне достоверно прослеживается, начиная с раннего протерозоя. Для раннего протерозоя характерно наличие на современной территории СССР многочисленных (около двух десятков) консолидированных в результате поздне-архейской складчатости, метаморфизма и гранитизации массивов различных размеров — от первых сотен до 1000—2000 км в поперечнике. Наиболее далеко процесс консолидации зашел в области будущей Сибирской платформы, где наметились две крупнейшие глыбы — Ангарская * и Алданская. Более мелкие глыбы соответствуют по своим размерам срединным массивам геосинклинальных областей неогея. Уже после составления Атласа были выявлены новые области послеархейской консолидации на крайнем северо-востоке нашей страны, в районе Колымского и Тайгоносского массивов.

Устойчивые глыбы разделялись протогеосинклинальными системами, в осевых зонах которых шло накопление терригенно-вулканогенных толщ. Их наиболее характерным компонентом являлись джеспилиты, известные еще в архее, но получившие максимальное распространение в раннем протерозое. По периферии протогеосинклинальных систем отлагались уже почти исключительно осадочные, терригенные формации. Таким образом, уже с раннего протерозоя можно констатировать разделение геосинклинальных систем на эв- и миогеосинклинальные зоны. Вполне возможно, что первые в большинстве случаев развивались на океанической коре, возникшей в результате растяжения тонкой эпиархейской континентальной коры. Обращает на себя внимание небольшая мощность нижнепротерозойских отложений, практически нигде, где она была сколько-нибудь точно измерена, не превышающая 2—2,5 км.

К началу среднего протерозоя подавляющая часть раннепротерозойских геосинклинальных систем завершила свое развитие складчатостью, региональным метаморфизмом, преимущественно амфиболитовой ступени, и гранитизацией. Это привело к образованию сплошной и уже довольно мощной континентальной коры на всей территории СССР, от Балтийского до Охотского моря, вероятно, и в пределах акваторий окраинных морей. Лишь на отдельных участках, в частности местами в Карелии, Воронежской области (воронцовская серия), на Центральном Таймыре, в Учуро-Майской полосе продолжали развиваться геосинклинальные прогибы. В некоторых других районах на консолидированном основании возникают своеобразные грабен-прогибы типа Печенгского, Имандры — Варзуги в южной части Кольского полуострова или Удоканского в Восточной Сибири; для них было недавно предложено название палеоавлакогенов. На юге Сибири на месте раннепротерозойских геосинклиналей располагаются широкие среднепротерозойские прогибы, которые характеризуются значительно более спокойным режимом и преобладанием карбонатных отложений.

---

* На основании новейших геофизических данных некоторые считают «Ангарскую глыбу» неоднородной и признают существование в ее пределах узких протогеосинклиналей.

Конец среднего протерозоя явился временем почти полного господства поднятий на всей территории нашей страны. На западе — в Карелии, Прибалтике, Украине на фоне этих поднятий происходило становление крупных интрузий пород габбро-гранофировой формации, включая граниты-рапакиви (возможно, что Бердяушский плутон на Урале имеет тот же возраст). Это время завершения формирования первичной континентальной коры, составившей затем фундамент древних платформ.

В позднем протерозое начинается обратный процесс — процесс распада первичной платформы и заложения новых геосинклинальных поясов, затем унаследованно развивавшихся в течение фанерозоя.

В раннем рифее этот процесс только начался, и на большей части территории СССР еще продолжают господствовать поднятия. В пределах Русской и Сибирской платформы закладываются первые авлакогены, причем в Сибири, на Алданском щите, их заложение сопровождается интенсивным проявлением кислого вулканизма, очевидно, корового происхождения.

В среднем рифее начинается формирование Уральского и Центрально-Азиатского геосинклинальных поясов, в позднем рифее — Средиземноморского пояса. В осевых зонах геосинклиналей проявлялся основной вулканизм, в периферических шло отложение песчано-глинистых и карбонатных осадков. Мощности измеряются многими тысячами метров, но это не так много, учитывая огромную продолжительность рифея (500 млн. лет только для среднего и позднего рифея).

К концу рифея геосинклинальные условия существовали практически на всей территории за пределами Русской платформы и Сибирской платформы. Но Сибирская платформа первоначально продолжалась на север в область Таймыра и Северной Земли, а на востоке — в область Верхоянья. В течение среднего и позднего рифея строение Русской, а отчасти и Сибирской платформы осложнилось целой системой авлакогенов, постепенно перераставших в синеклизы. На юго-западе Русской платформы и на востоке Сибирской платформы отмечаются проявления траппового магматизма. К концу докембрия опускания охватили значительные площади на обеих платформах.

В геосинклинальных поясах первые поднятия появляются еще на рубеже среднего и позднего рифея. Они усиливаются в середине позднего рифея, в частности в Енисейско-Саянской геосинклинальной системе, и особенно на границе рифея и венда (основная эпоха байкальского тектогенеза). К середине кембрия поднятиями и складчатостью оказываются охваченными почти весь Урал, Тиман, Кавказ, Енисейско-Саянская система, Прибайкалье и Забайкалье, Верхояно-Чукотская система, Приморье. В то же время почти вся Сибирская платформа испытала весьма интенсивные опускания с накоплением эвапоритов в наиболее прогнутых частях (мощностью до 3 км в Иркутском амфитеатре). Крупная полоса опусканий значительно меньшей амплитуды перерезала и Русскую платформу от Балтики до Тимана.

Несмотря на широкое проявление байкальского орогенеза, лишь относительно небольшие участки на периферии геосинклинальных поясов (Тиман, Енисейский кряж, Восточный Саян, Байкало-Патомская зона) в дальнейшем не подверглись регенерации геосинклинального режима.

С позднего кембрия в геосинклинальных поясах развивается новая волна погружений. В ордовике Урал, Центральный Казахстан, Тянь-Шань, Северный Памир, Алтае-Саянская область и западная часть Верхояно-Колымской области испытывают интенсивное прогибание,

в большинстве регионов сопровождаемое подводным вулканизмом. Максимум этих прогибаний приходится на Центральный Казахстан, где мощности отложений достигают 7 км. В то же время Кавказ, Монголо-Охотский пояс и Приморье продолжают оставаться зонами поднятий, а на Сибирской и особенно на Русской платформах происходит ослабление погружений. Конец ордовика — время довольно интенсивных складчатых деформаций на Урале, в Центральном Казахстане, Северном Тянь-Шане и Алтае-Саянской области, в отдельных зонах с внедрением гипербазитов и почти повсеместно в перечисленных регионах — плутонов гранитоидов.

В силуре и раннем девоне областью максимальной тектонической активности по-прежнему остается Урал, Центральный Казахстан, Средняя Азия и юг Сибири, но геосинклинальный режим на многих участках *этого обширного региона — на западе, севере и отчасти востоке* (Чингиз) Центрального Казахстана, в Северном Тянь-Шане, Горном Алтае и Саянах сменяется орогенным, с накоплением моласс и наземных вулканитов базальт-андезит-липаритового состава. В связи с этим центры геосинклинальных погружений смещаются в новые районы — в Джунгаро-Балхашскую область, в Южный Тянь-Шань и в Обь-Зайсанскую зону. На Урале, где раннекаледонский орогенез проявился в ослабленной форме, *распределение зон поднятий и погружений эв- и миогеосинклинального развития* не претерпело существенных изменений. Несколько снижается геосинклинальная активность в Верхояно-Колымской области, но зато начинаются интенсивные опускания в Монголо-Охотском поясе, особенно на востоке, а также в Сихотэ-Алине и, в конце силура, на Большом Кавказе. Русская платформа почти целиком превратилась в область поднятия и размыва (за исключением Балтийской и Прикаспийской окраинных синеклиз). Юг Сибирской платформы оказался втянутым в поднятия смежных орогенов — Саянского и Байкало-Станового.

В конце силура и раннем девоне проявляется новая, заключительная в каледонском цикле, фаза складчатых деформаций, внедрения гипербазитов и гранитоидного плутонизма, захватившая почти те же районы, что и в ордовике. Однако теперь нормальные гранитоиды в Центральном Казахстане, Северном Тянь-Шане и Алтае-Саянской области почти целиком замещаются щелочными гранитами и другими *щелочными породами. На северо-востоке страны позднекаледонские* восходящие движения затронули северную и восточную периферию Колымо-Омолонского срединного массива.

В среднем девоне — раннем карбоне, т. е. в первую половину герцинского цикла, происходят дальнейшие изменения тектонической обстановки. На большей части Центрального Казахстана (кроме резко сократившегося в размерах Джунгаро-Балхашского прогиба) и Алтае-Саянской *области, орогенные поднятия постепенно затухают и по* периферии сменяются плавными опусканиями с накоплением существенно карбонатных формаций умеренной мощности. Геосинклинальные погружения продолжаются в Уральской системе, в Южном и Срединном Тянь-Шане, в Обь-Зайсанской системе, включая Рудный Алтай, на Большом Кавказе, в Монголо-Охотском поясе и Верхояно-Колымской области, где интенсивность их заметно снижается. Наиболее значительные погружения происходили на рассматриваемом этапе на востоке Срединного Тянь-Шаня, в Джунгаро-Балхашском прогибе, Рудном Алтае и на востоке Монголо-Охотской системы (Удская губа, Шантарские острова). Ранний карбон — последняя эпоха проявлений офиолитового магматизма в Уральской, Кавказской, Тянь-Шаньской и Обь-Зайсанской системах. В тех же регионах, но в смежных зонах,

в конце раннего карбона проявился и гранитоидный магматизм. Центральные зоны Урала в раннем карбоне вовлекаются в медленное воздымание, сопровождавшееся угленакоплением, а зона активного подводного вулканизма сместилась на восток, в Тургайский прогиб.

Русская платформа, на каледонском этапе испытавшая весьма умеренное и относительно ограниченное по площади погружение, со среднего девона оказалась вовлеченной в гораздо более энергичные опускания. Начало этого процесса сопровождалось возникновением целой системы авлакогенов на юге (Припятский, Днепровско-Донецкий) и востоке (Вятский и др.) платформы. Совершенно по-иному развивается Сибирская платформа. Интенсивные погружения каледонского этапа сменились более умеренными и менее распространенными в девоне и почти всеобщим поднятием платформы в раннем карбоне. Разная направленность развития обеих платформ связана с различиями в эволюции смежных геосинклиналей. В то время как геосинклинали по периферии Сибирской платформы последовательно отмирали и замещались зонами орогенеза, в обрамлении Русской платформы продолжалось или даже усилилось погружение Уральской и Кавказской геосинклиналей.

Средний и поздний карбон и пермь характеризуются последовательным развитием горообразования сначала в Рудном Алтае, Калбе, Центральном Казахстане, Срединном Тянь-Шане и Кавказе, несколько позже на Урале, в Южном Тянь-Шане, Обь-Зайсанской и Монголо-Охотской системах. При этом орогенная активизация распространилась и на район каледонской консолидации — западную и северную части Центрального Казахстана, восток Алтае-Саянской области, Байкало-Становую зону поднятий. Аналогичный процесс имел место и по периферии каледонских геосинклиналей, но в меньшем масштабе. Огромное распространение получило гранитообразование на Урале, Западной и Южной Сибири, Кавказе и Средней Азии. Вулканиты базальт-андезит-липаритовой формации развиты не так широко — в основном в Центральном Казахстане и Тянь-Шане; впрочем, в последнее время они обнаружены бурением в широкой полосе от Молдавии до Восточной Туркмении.

Иная направленность позднепалеозойского развития отличала восточные регионы Союза: Верхояно-Колымскую систему и Таймыр, а также Сихотэ-Алинь. Здесь уже с середины раннего карбона начался период основных геосинклинальных погружений, охвативший и ранний мезозой. Далее к северо-востоку и востоку, в Анюйско-Чукотской и Корякско-Камчатской системах прогибания еще были весьма умеренными; почти нигде в это время погружения не сопровождались вулканической деятельностью. Характерно преобладание накопления терригенных, песчано-сланцевых толщ, в Тихоокеанском поясе со значительным участием кремнистых пород.

Русская платформа и Сибирская платформа продолжали развиваться по-разному. Западная часть Русской платформы в ранней перми подверглась поднятию и осушению, а в восточной части происходило интенсивное соленакопление; к концу перми и в начале триаса осадки накапливались уже в континентальных условиях. На северо-западе Сибирской платформы, в целом испытывавшей поднятия, вследствие опускания по разломам возникла огромная Тунгусская синеклиза. В триасе она стала ареной мощнейшего толеит-базальтового магматизма, в основном эффузивного в центральной части, интрузивного по периферии.

В среднем и позднем триасе на большой части территории нашей страны происходили поднятия. Это касается обеих древних платформ

(Русской и Сибирской), огромных пространств между ними (Западная Сибирь) и южнее (Средняя Азия). Вместе с тем в областях с молодым складчатым фундаментом — на Восточном склоне Урала, Тургае и Западной Сибири — большое распространение получили процессы тафрогенеза с образованием весьма протяженных грабенов — рифтов и проявлениями базальтового вулканизма. На востоке и северо-востоке страны продолжали развиваться геосинклинальные погружения. Они резко усилились в Анюйско-Чукотской системе, возобновились в Монголо-Охотской системе, но стали менее интенсивными в Сихотэ-Алине и особенно на Таймыре, где геосинклинальный процесс завершился. Отдельные зоны интенсивного прогибания существовали на юге Европейской территории СССР — в Горном Крыму, Предкавказье, Закаспии (Мангышлак, юго-восток Туркмении). Развитие большей части этих зон закончилось в начале юры слабыми поднятиями и складчатостью. С этого времени в более южной полосе, охватывающей Большой и Малый (северная часть) Кавказ, Большой Балхан и Копетдаг, начинаются общие погружения с накоплением мощнейших толщ терригенных осадков и вулканитов андезито-базальтового состава. Советская часть альпийского Средиземноморского пояса тем самым вступает в главный период своего геосинклинального развития.

Во многих геосинклиналях Востока и Северо-Востока СССР ранняя и средняя юра явились, напротив, временем завершения геосинклинальных погружений. В Верхояно-Колымской системе возникли крупные геоантиклинали, а центр погружения сместился в ее внутреннюю часть — в Иньяли-Дебинский прогиб. Значительно уменьшились опускания в Анюйско-Чукотской системе, которая также испытала существенную поперечную дифференциацию.

Русская платформа в начале рассматриваемого времени еще сохраняла в общем приподнятое положение, но к концу средней юры уже была вовлечена на значительной части своей площади в опускания. Волна погружений распространялась в основном с юга и юго-запада — со стороны Средиземноморского пояса, но отчасти с севера — от Арктического бассейна.

Сибирская платформа также к началу юры, почти целиком включая закончившую свое развитие Тунгусскую синеклизу, являлась областью поднятий. Однако еще в триасе под влиянием Верхояно-Колымской геосинклинали возобновились опускания Вилюйской синеклизы, и в дальнейшем эти погружения усилились и распространились на значительную южную часть платформы.

На площади Западной Сибири в это время началось формирование огромной области устойчивых, хотя и умеренных прогибаний Западно-Сибирской мегасинеклизы. Значительные погружения охватили также Туранскую плиту и восток Скифской плиты. Напротив, Урал, Центральный Казахстан и особенно Тянь-Шань и Алтае-Саянская область испытали в ранней и средней юре значительную активизацию тектонических движений; связанную с раннекиммерийским орогенезом в Северном Афганистане и Южной Туркмении.

В поздней юре Верхояно-Чукотская область вступила в орогенный период своего развития. Орогенез проявился также на большей части Монголо-Охотской системы, распространившись на ее северное обрамление — Байкало-Становую зону поднятий, где возникли многочисленные, в том числе крупные плутоны гранитоидов — нормальных на западе — в Забайкалье, щелочных на востоке, на юге Алданского щита и в Становом хребте. Поднятия конца средней и поздней юры имели место также в осевой зоне Большого Кавказа, в Северном Закавказье и особенно на Памире, сопровождаясь и здесь гранитоид-

ным плутонизмом. Они привели к значительному расчленению первичной геосинклинали и к началу флишенакопления в наиболее глубоком прогибе южного склона Большого Кавказа. К самому концу юры, по новым данным, вероятно, относится заложение центральной — Севанской офиолитовой зоны Малого Кавказа. На Памире геосинклинальный режим окончательно сменился орогенным. На остальной площади нашей страны обстановка мало изменилась по сравнению с предшествующими эпохами. Погружения несколько усилились на востоке Русской платформы и в Западной Сибири.

В раннемеловую эпоху поднятия достигли своего максимума в Верхояно-Чукотской, Монголо-Охотской и Байкало-Становой областях, причем с этим совпадает и максимум гранитообразования. Одновременно происходят более интенсивные погружения в пограничных с Тихоокеанской впадиной Сихотэ-Алиньской и Пенжинско-Анадырской геосинклинальных системах, предшествовавшие их переход к орогенному этапу развития. На границе областей интенсивных поднятий на западе и интенсивных погружений на востоке начинается формирование Охотско-Чукотского вулканического пояса.

Энергичные поднятия и гранитообразование охватили в раннем мелу также Памир вместе со смежными областями Центральной Азии. Между тем в Карпатах, на Кавказе и Копетдаге ранний мел явился временем интенсивных погружений с накоплением флишевых и карбонатных формаций. В Карпатах этому предшествовал длительный (триас — юра) период квазиплатформенного развития; резкое повышение тектонической активности произошло в конце юры, с проявлениями офиолитового магматизма в тылу флишевой зоны, а в середине раннего мела во внутренней — Мармарошской зоне происходят интенсивные деформации с образованием тектонических покровов.

Раннемеловые опускания испытали и молодые платформы: Скифская, Туранская, Западно-Сибирская; мощность нижнемеловых отложений превышает здесь на многих участках 1000—1200 м. Эти опускания продолжались здесь примерно с той же скоростью и в позднемеловую эпоху, распространяясь и на южную часть древней Русской платформы. В Западной Сибири центр погружений перемещается в северную часть платформы (мегасинеклизы). В раннем палеогене (палеоцен — эоцен) к западу от Енисея происходит обратный процесс — сокращение площади и значительное уменьшение скорости опусканий. На Сибирской платформе этот процесс начинается еще в поздней юре и к позднему мелу она практически целиком оказывается в области поднятий; тем самым и на этом отрезке истории тенденция ее движений оказывается противоположной наблюдаемой для Русской платформы. Лишь вдоль северной окраины Сибирской платформы, между ней и Таймыром в течение поздней юры и мела интенсивно развивается Енисейско-Хатангский (Предтаймырский) прогиб.

На востоке страны зона максимальной тектонической активности к началу позднего мела окончательно сместилась в пределы Тихоокеанского пояса. Верхояно-Чукотская область и южное обрамление Сибирской платформы в это время переживает эпоху общего выравнивания, продолжающуюся и в раннем палеогене. То же относится к Алтае-Саянской области, Центральному Казахстану, Тянь-Шаню и Северному Памиру. В Сихотэ-Алине и Пенжинско-Анадырской зоне наступает стадия завершения геосинклинальных погружений и перехода к орогенезу, что сопровождается значительным гранитообразованием. К западу от этой полосы продолжает развиваться Охотско-Чукотский пояс, притом не только как вулканический, но и вулкано-плутонический. С начала мела зона интенсивных погружений перемещается на

крайний восток нашей территории — в пределы Восточной Камчатки, Командор, Курил и Западного Сахалина.

Горный Крым с начала и особенно с середины мела становится зоной умеренных поднятий. В Карпатах интенсивные погружения и накопление флишевой формации продолжаются до конца палеогена, на Кавказе по крайней мере до конца эоцена, причем в позднем мелу и палеоцен — эоцене в значительные прогибания, сопровождаемые мощным вулканизмом андезитового состава и флишеобразованием, вовлекается южная часть Малого Кавказа, до этого являвшаяся областью поднятий или слабых погружений. Погружения продолжаются до конца эоцена и на большей части Копетдага, хотя в его осевой зоне в конце мела появляется очаг поднятий и размыва; такие внутренние поднятия значительно раньше — с конца средней юры существуют на Большом Кавказе и в северной части Малого. В Карпатах они зарождаются в середине мела, но представлены лишь узкими цепочками островов (кордильеры).

В олигоцене — начале миоцена наступает перелом в развитии юго-западной окраины СССР, принадлежащей к альпийскому геосинклинальному поясу. С этого времени здесь происходит последовательное нарастание поднятий, геосинклинальный режим сменяется орогенным; Карпаты, Большой и Малый Кавказ и Копетдаг превращаются в складчатые горные сооружения, а по их периферии обособляются передовые, периклинальные и межгорные прогибы, заполняемые молассовыми толщами, сначала морскими или лагунными, затем все более крупнообломочными и в основном континентальными. Вдоль юго-западного обрамления Карпат, поперечных разломов Центрального Кавказа и в южной части Малого Кавказа возникают многочисленные наземные вулканы и образуется базальт-андезит-липаритовая формация, постепенно уступающая место почти чисто базальтовой.

Одновременно с орогенезом в альпийском поясе происходит формирование Черноморской и Южно-Каспийской глубоководных впадин. Уже в олигоцене — начале миоцена наблюдается некоторая пока еще очень умеренная активизация в областях более ранней консолидации — Памир и Тянь-Шань, Алтае-Саянская область и Прибайкалье. С позднего миоцена интенсивность поднятий здесь, как и в альпийском поясе, резко возрастает, как и скорость опускания сопряженных с поднятиями прогибов. В плиоцене активизация распространяется на Верхояно-Чукотскую область.

В олигоцене — раннем миоцене областью орогенеза становятся Корякское нагорье, Камчатка (кроме восточного побережья) и Сахалин. По западной окраине зоны поднятий, между ней и областью более ранней консолидации возникает цепочка прогибов типа передовых или краевых (Нижне- и Верхне-Анадырский, Западно-Камчатский, Западно-Сахалинский и др.). Геосинклинальный режим сохраняется в пределах Восточной Камчатки, Командор и Курил. Во второй половине неогена в орогенез вовлекается и Восточная Камчатка, и в качестве современных геосинклинальных систем сохраняются лишь Командорская и Курильская, в которых островные дуги играют роль геоантиклиналей, а глубоководные желоба — эвгеосинклинальных прогибов. Орогенезу на Камчатке и поднятиям на Курилах и Командорах сопутствует мощная вулканическая деятельность в основном андезитового состава. Вулканизм совершенно иного типа, базальтовый или щелочно-базальтовый, проявляется в то же время в Восточном Саяне, Прибайкалье и Забайкалье, Нижнем Приамурье и Приморье и на Чукотке.

Неоген-четвертичное время являлось основным временем формирования впадин окраинных морей — Японского, Охотского, Берингова

и разрушения или затопления существовавших ранее на их месте срединных массивов. В обрамлении погруженного Охотского срединного массива возникли глубокие прогибы, заполнившиеся осадками мощностью 4—5 и более км на границе с материком, Сахалином и Камчаткой; лишь на юге в отсутствии терригенного приноса образовалась некомпенсированная Курильская котловина. Платформенные области СССР в рассматриваемое время испытывали все нарастающее, хотя в общем весьма слабое поднятие, а области аккумуляции в их пределах неуклонно сокращались. Лишь Урал, хр. Бырранга на Таймыре, плато Путорана и Енисейский кряж в Средней Сибири и Центральный Казахстан явились областью несколько более интенсивных воздыманий и приобрели возвышенный рельеф.

Суммируя изложенное выше, можно прийти к выводам, касающимся общих закономерностей тектонической эволюции территории СССР:

1) тектоническая история раннего докембия, от архея до среднего протерозоя включительно, сводится к переходу от режима всеобщей подвижности в условиях тонкой коры близкого к океаническому типу, к режиму подвижной платформы со сплошным распространением континентальной коры, обладающей развитым гранитным слоем. Этот переход осуществляется через дифференциацию литосферы с ее разделением на протогеосинклинальные системы и срединные массивы и сопровождается значительным выделением эндогенной энергии, влекущим за собой резкое снижение теплового потока к началу позднего докембрия;

2) с позднего докембрия начинается новый этап развития литосферы — первичная континентальная кора подвергается частичному разрушению и переработке с заложением крупных геосинклинальных поясов (пять из них: Средиземноморский, Урало-Сибирский, Центрально-Азиатский, Тихоокеанский и Арктический целиком или частично находятся на территории СССР). Уцелевшие от этой переработки глыбы первичной континентальной коры образуют фундамент древних платформ: Русской, Сибирской, Гиперборейской, Китайской и др.;

3) все геосинклинальные пояса наметились уже в позднем протерозое, когда их площадь была почти целиком охвачена геосинклинальным процессом, а затем, в конце докембрия — начале палеозоя, испытала складчатость, метаморфизм и гранитизацию, приведшие к их частичной реконсолидации. В фанерозое развитие геосинклинальных поясов протекало уже резко неравномерно, со смещением фокусов максимальной тектонической активности из одного пояса в другой;

4) в раннем и среднем палеозое областью максимальной геосинклинальной тектонической активности являлись Урало-Сибирский и Центрально-Азиатский пояса (нередко объединяемые в один Урало-Монгольский пояс). Первичная континентальная кора на значительной, если не большей части этих поясов была замещена океанической, о чем свидетельствуют многочисленные гипербазитовые пояса, которые могут рассматриваться как реликты испытавших интенсивное сжатие пространств с океанической корой. Вместе с тем в этой Урало-Монгольской океан-геосинклинали должны были существовать довольно многочисленные «микроконтиненты» — срединные массивы и остаточные геоантиклинали с континентальной корой (Урало-Тобольская зона, Улутавский и Кокчетавский массивы, «Тоболия» и др.);

5) в позднем палеозое Урало-Монгольская океан-геосинклиналь переживает фазу замыкания и орогенеза с новообразованием мощной континентальной коры в процессе интенсивных складчатости, регионального метаморфизма и гранитизации. Областью наибольших гео-

синклинальных погружений в это время, а также в раннем мезозое становится Верхояно-Чукотская область, однако это не сопровождается полной переработкой континентально-платформенного основания, и эта область, развивающаяся на стыке Арктического и Тихоокеанского поясов, до конца сохраняет свой эпикратонный характер;

6) в юре, в период, когда Верхояно-Чукотская область заканчивала свое геосинклинальное развитие, начинается главный период геосинклинальных погружений на Кавказе и в Копетдаге, в Карпатах этот период наступает лишь в конце юры. Он сопровождается «океанизацией» первичной континентальной коры лишь на юге Малого Кавказа, притом в самом конце юры. На Дальнем Востоке роль зоны максимальных погружений принимает на себя Сихотэ-Алинь — Анадырская система, а с конца мела — начала палеогена Корякско-Курильская и Сахалинская системы. Эти системы закладываются на океанической коре, вероятно вторичной;

7) для каждой геосинклинальной системы характерен свой главный период погружений, за которым следовал заключительный орогенез и которому предшествовал более или менее длительный период господства вялого геосинклинального или даже квазиплатформенного режима, выраженного накоплением относительно маломощных, слабо дифференцированных по площади терригенно-карбонатных формаций. Главный период погружений являлся одновременно периодом максимальной переработки коры и наиболее мощного подводного вулканизма и офиолитообразования;

8) области интенсивного эпигеосинклинального орогенеза в дальнейшем лишь относительно редко испытывали полную стабилизацию. Гораздо чаще при каждом очередном импульсе орогенеза в смежных зонах, куда смещался центр геосинклинальной активности, эти области переживали повторную активизацию восходящих движений, становясь тем самым зонами рекурентного орогенеза. Особенно ярким примером в этом отношении является Байкало-Становая зона поднятий, которая почти непрерывно интенсивно воздымалась в течение фанерозоя (за исключением позднего мела — палеогена?), что сопровождалось многократным внедрением гранитоидных интрузий. Площадь, охваченная внегеосинклинальным орогенезом и гранитизацией, неуклонно возрастала от этапа к этапу, параллельно с сокращением областей геосинклинальных погружений;

9) молодые платформы и особенно их плиты возникли главным образом на месте срединных массивов палеозойских и раннемезозойских геосинклиналей — массивов, сложенных переработанными раннедокембрийскими или испытавшими гренвильскую или байкальскую складчатость позднедокембрийскими образованиями;

10) наблюдается явная метахронность движений двух главных древних платформ СССР — Русской и Сибирской. Первая испытывает преобладающее поднятие в байкальском цикле, с формированием авлакогенов, слабое и ограниченное по площади опускание в каледонском, интенсивное в герцинском, умеренное в киммерийском и альпийском. Вторая явилась областью значительных опусканий в байкальском и каледонском циклах, умеренных — в герцинском, преобладания поднятий в киммерийском и особенно альпийском. Урало-Сибирский и Средиземноморский геосинклинальные пояса, а с начала мезозоя Западно-Сибирская, Туранская и Скифская плиты обнаруживают общий ритм движений с Русской платформой, а Монголо-Охотская система — с Сибирской платформой. Иначе говоря, граница между этими мегагеоблоками проходит примерно по долине современного Енисея;

западный мегаблок тяготеет к Атлантическому сегменту Земли, восточный — к Тихоокеанскому;

11) несмотря на отмеченную метахронность развития платформ и геосинклинальных поясов, основные эпохи максимальной тектонической активности, в особенности орогенеза, были общими даже для весьма удаленных друг от друга областей. Так, герцинский орогенез проявился в северной части Средиземноморского пояса, в Урало-Сибирском и Центрально-Азиатском поясах, киммерийский — в Средиземноморском поясе и Верхояно-Чукотской области и т. п.

МАГМАТИЗМ

В развитии магматизма устанавливаются отчетливая цикличность и направленность, а также необратимость всего процесса. Первая особенность развития магматизма проявляется в том, что в каждом тектоно-магматическом цикле устанавливается закономерная смена вулканических и интрузивных формаций производных от одного типа магмы формациями другого типа магмы. Количество таких типов магм было невелико; все разнообразие формаций, устанавливаемое в различных складчатых областях на протяжении всей геологической истории, сводится по-существу к производным базальтовой, ультраосновной, гранитовой и, возможно, андезитовой магм, прошедших различный характер дифференциации в разных тектонических условиях. Все они закономерно сменяют друг друга на протяжении каждого тектоно-магматического цикла, отражая единую, общую для всех циклов направленность развития магматизма.

Геосинклинальная стадия развития складчатых областей характеризуется преобладанием нисходящих движений, заложением и развитием некомпенсированных геосинклинальных прогибов, сопровождающихся местными или иногда региональными проявлениями складчатости. Для этой стадии характерно появление группы формаций — производных базальтовой (главным образом, толеитовой) и ультраосновной магм. В геосинклинальных прогибах развиваются вулканогенные образования исключительно основного состава (кератофиро-спилито-диабазовая, андезито-базальтовая, базальто-андезитовая формации), перемежающиеся обычно с глубоководными кремнистыми, реже терригенными или карбонатными осадками. И только в зонах внутригеосинклинальных поднятий или на вовлеченных в геосинклинальное погружение частях жесткого обрамления появляются вулканогенные образования более кислого, преимущественно натрового (кератофиро-спилитовая, кварц-кератофировая формации), реже калиевого типа (трахитовые порфиры, ортофиры силура на Среднем Урале; позднемеловые комплексы трахитовых и лейцитовых порфиров Камчатки и Сахалина и др.). Эти образования рассматриваются так же, как производные базальтовой магмы, прошедшей большую дифференциацию в особых тектонических условиях. Интрузивный магматизм геосинклинальной стадии представлен ультрабазитовыми, габбровыми и габбро-плагиогранитовыми (на палеотектонических картах — плагиогранит-диоритовыми) комплексами.

Инверсионная стадия характеризуется преобладанием восходящих движений, замыканием первичных геосинклинальных прогибов и заложением вторичных прогибов, а также интенсивной региональной складчатостью и разрывными нарушениями. Для этой стадии наиболее характерен андезитовый вулканизм (базальто-андезитовая, дацито-андезитовая формации) в эвгеосинклинальных зонах и появление соскладчатых (точнее — позднескладчатых), вероятно, гетерогенных по

происхождению гранитоидных интрузий разнообразного состава. Из них наиболее типичной для эвгеосинклинальных зон является габбродиорит-гранодиоритовая формация, в которой наиболее развиты гранодиориты, а породы группы габбро с незначительными по объему ультраосновными дифференциатами всегда образуются несколько ранее. В этом сказывается некоторая унаследованность магматизма инверсионной стадии по отношению к магматизму геосинклинальной стадии, как бы продолжающему свое развитие на еще тонкой сиалической коре. В зонах миогеосинклинального типа вулканические образования этой стадии (так же, как и геосинклинальной) отсутствуют; вместо них часто появляются пояса так называемых «предбатолитовых даек» среднего состава, которые в некоторых случаях рассматриваются как корни андезитовых эффузивов (например, на Северо-Востоке). Интрузивный магматизм в этих зонах представлен более простыми по составу (чем в эвгеосинклинальных зонах) формациями гранитоидов гранодиорит-гранитового состава.

Орогенная стадия, отвечающая времени консолидации складчатой области после перестройки ее структурного плана и ее сводово-глыбовому воздыманию, сопровождающаяся проявлениями складчатости по периферии поднятий и мощными блоковыми подвижками по разломам, характеризуется появлением группы вулканогенных и интрузивных формаций — производных преимущественно кислых коровых (анатектических) магм. Отмечаемые в составе этих формаций базальты и андезито-базальты имеют подчиненное значение. Наиболее типичной для этой стадии является подгруппа наземных порфировых формаций (андезито-липаритовые, липарито-дацитовые, липаритовые), образующих комагматические ряды с гранитоидными формациями малых глубин (гранитоидной магматической, аляскитовой, гранит-сиенитовой, монцонит-гранитовой и др.). Это — собственно подгруппа тех формаций, которые составляют так называемые «краевые вулканические пояса». Географически такие пояса, за некоторыми исключениями (например, позднепалеозойский вулканический пояс в Джунгаро-Балхашской складчатой системе), действительно занимают окраинное положение в структурах складчатой области (Охотско-Чукотский, Сихотэ-Алиньский, девонский в каледонидах Казахстана), но они связаны со всем предшествующим развитием данной геосинклинально-складчатой области и представляют собой наиболее характерную форму проявления субсеквентного (по Г. Штилле) вулканизма.

Завершается этот вулканизм орогенной стадии появлением липарит-базальтовой формации, особенно характерной для герцинид Восточного склона Урала, каледонид и герцинид Казахстана и Тургая. В областях мезозойской складчатости, следом за кислыми вулканогенными и гранитоидными формациями, появляются базальтовые формации, иногда со щелочным уклоном до трахибазальтовых (палеогеновая в мезозоидах Северо-Востока, неоген-четвертичная на Сихотэ-Алине). Появление таких вулканических формаций базальтового состава после интенсивного сиалического магматизма как в древних, так и в более молодых складчатых областях свидетельствует о резкой смене режима в более глубоких зонах земной коры и в мантии, наступающей непосредственно после затухания тектонических и магматических процессов в данной складчатой области. В этом случае можно говорить о возобновлении (регенерации) базальтового магматизма, сопряженного с проявлениями его в геосинклинальную стадию развития более молодых подвижных поясов. Среди интрузивных формаций орогенной стадии выделяется особая подгруппа гранитоидов и габброидов повышенной щелочности, с которыми иногда пространст-

венно сопряжены комагматичные им трахилипаритовая и трахибазальтовая вулканогенные формации. Формации этой подгруппы проявляются в наиболее жестких участках складчатой области и в соседних ранее консолидированных структурах.

Анализ развития складчатых областей показывает, что после заключительной фазы формирования (консолидации) складчатой области наступает период спокойного тектонического развития («вполне кратонное состояние», по Г. Штилле), продолжающийся до образования на консолидированном (и обычно уже значительно денудированном) складчатом основании платформенного чехла. Это спокойное развитие нарушается в отдельные периоды тектонической активизацией складчатой области, сопряженной с развитием смежных более молодых геосинклиналей и сопровождающейся магматической деятельностью, которая приводит к образованию магматических формаций преимущественно щелочного состава. Появление щелочных формаций и формаций повышенной щелочности — признак наличия жестких структур, подчеркиваемый теперь всеми исследователями. Относительно спокойная тектоническая обстановка способствует длительной эволюции гранитоидных, базальтовых и ультраосновных расплавов в сторону щелочной ветви.

Платформенная стадия развития коры, как установлено исследованиями последних лет, также характеризуется цикличностью магматизма: он проявляется только в ограниченные геологические эпохи (поздний протерозой — ранний кембрий, девон, пермо-триас, мел), совпадающие с началом тектоно-магматических циклов и с заложением *геосинклиналей в обрамляющих подвижных поясах. Но эволюция платформенного* магматизма не выходит за пределы проявления базальтовых и ультраосновных магм (траповая, трахибазальтовая, щелочно-ультраосновная, кимберлитовая формации). При этом намечается некоторая корреляция между интенсивностью синхронных проявлений геосинклинального базальтового магматизма и траппового магматизма на платформах. Так, слабое развитие среднепалеозойских (девонских) и щелочных базальтов на Русской платформе можно сопоставить с интенсивным герцинским базальтовым и ультраосновным магматизмом на Урале и на Северном Кавказе, а слабое проявление магматизма в позднем протерозое — раннем кембрии и мощный траповый магматизм пермо-триасовой эпохи на Сибирской платформе хорошо коррелируются с интенсивным инициальным вулканизмом в байкалидах юга Сибири и относительно слабым проявлением базальтового вулканизма в геосинклиналях Северо-Востока (Верхояно-Колымская складчатая область). На эпигерцинских плитах базальтовый магматизм, сопоставляемый с траппами древних платформ, известен на Северной Земле и в пределах Скифской плиты. Образование базальтов и долеритов раннемелового возраста, установленное бурением в чехле Скифской плиты, синхронны широким проявлениям базальтового и ультраосновного магматизма в альпидах Средиземноморского пояса (Малый Кавказ). Все это позволяет утверждать, что платформенный вулканизм (магматизм) является следствием мощных и, вероятно, глубинных процессов очень крупного регионального масштаба, охватывающих фундамент не только платформ, но и геосинклинальных областей.

Другая особенность развития магматизма земной коры — его необратимость — состоит в том, что вулканические и интрузивные формации каждого тектоно-магматического цикла отличаются от аналогичных формаций предшествующих циклов некоторыми новыми петрографическими и главным образом петрохимическими особенностями. При этом меньше всего таких отличий устанавливается для группы

основных и ультраосновных формаций геосинклинальной стадии, которые более других формаций сохраняют петрохимическую стабильность на протяжении всей геологической истории отдельных складчатых областей. Орогенные же формации, напротив, характеризуются значительным разнообразием своего состава.

Сопоставление серий магматических формаций различных тектоно-магматических циклов подтверждает существование единого плана развития магматизма геосинклинально-складчатых областей, соответствующего в общих чертах концепции Г. Штилле — Ю. А. Билибина о циклично-стадийном, направленном развитии Земли.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Уголь. Начало развития процессов угленакопления связывается с девоном — временем возникновения и значительного распространения наземных растительных ландшафтов. Отмечаются средне- и позднедевонская фазы угленакопления. Промышленные угли известны только в Кузбассе (барзассит) и на Тимане. Угли франского возраста обнаружены близ г. Казани; они залегают на большой глубине и не разведаны.

В карбоне процессы угленакопления были интенсивнее и получили наибольшее распространение. Раннекарбоновое угленакопление развивалось на Русской плите, на Урале и в Казахстане. Оно происходило в условиях тропического влажного, а иногда и субтропического климата в приморских низменностях. В конце раннего карбона угленосные толщи образуются в южной части Днепровско-Донецкого прогиба и в Галицийско-Волынской впадине, в Казахстане, на Русской платформе и Урале. По мере наступления засушливого климата угленакопление прекращалось.

В среднем и позднем карбоне, кроме угленосных бассейнов тропической зоны (Донбасс, Кавказ), возникли угленосные бассейны Сибири, развивавшиеся в субтропической и главным образом в умеренной климатической зонах (Кузбасс, Сибирская платформа). Впервые образовались смешанные бассейны — паралическо-лимнического и лимнического накопления. Сокращение морских бассейнов, которое началось в среднем и позднем карбоне, продолжалось в перми. Вместе с тем произошло смещение бореальной климатической зоны на юго-запад. Угленакопление повсюду происходило в условиях умеренного климата. В Донбассе в пермском периоде установился аридный климат и угленакопление прекратилось. Угли Кузбасса, Печорского бассейна, Таймыра и всей Сибирской платформы имеют лимническое происхождение. В раннем и среднем триасе в связи с усилением аридизации угленакопление прекратилось и возобновилось только в позднем триасе. В Средней Сибири угленосные формации принадлежат преимущественно к паралическому типу. Месторождения Казахстана и Средней Азии озерного происхождения представлены маломощными и невыдержанными пластами углей.

В ранней юре угленакопление усилилось и в средней юре получило наибольшее распространение. Угленосные бассейны развивались как в Европейской, так и в Азиатской частях СССР. Позднемезозойское угленакопление почти не захватило Европейскую часть СССР. Зоны угленакопления сместились на восток. Максимальное угленакопление в этот этап происходило в раннем мелу. В Южной Якутии и Забайкалье оно развивалось преимущественно с раннего мезозоя. Новые угленосные бассейны возникли на Северо-Востоке и на Дальнем Востоке.

Следующий этап угленакопления приходится на палеоген. В Сибири и на Русской платформе угли образовывались в гумидном, периодически засушливом климате в континентальных водоемах. В зоне Тихоокеанского побережья на Дальнем Востоке угленосные толщи формировались в условиях влажного климата, образуя многопластовые залежи.

Угленосные бассейны различаются по типам угленосных толщ. *Среди них выделяются формации прогибов, характеризующиеся* большими мощностями, многопластовым разрезом, значительной площадью распространения, высокой выдержанностью угольных пластов, отчетливо циклическим строением. В бассейнах подобного типа содержатся значительные запасы углей. Эти угленосные толщи свойственны прогибам, развитым в переходных областях от орогенов или геосинклиналей к платформам (Донецкий, Кузнецкий, Карагандинский, Печорский, Кумаринский бассейны).

Угленосные толщи, образованные в более подвижных зонах внутри геосинклиналей, незначительны по своим запасам. Для угленосных толщ древних платформ (Подмосковный и Тунгусский бассейны) характерна *большая площадь распространения, относительно малая мощ*ность отложений и небольшое число пластов. В краевых подвижных частях платформ нередко образуются угленосные толщи с мощными пластами угля (Иркутский и Канско-Ачинский бассейны). Большое число месторождений приурочено к молодым (эпигерцинским) платформам. Угленосные формации в этой группе разнообразны. Чаще всего они образуются в межгорных континентальных впадинах. Обычно количество угольных пластов немногочисленно. Однако среди них встречаются иногда мощные угольные залежи. Обычно это формации *мезозойского возраста (Восточный Урал, Забайкалье и др.).*

Нефть и газ. Карты, отражающие условия распространения *нефтегазоносности, содержат фактические данные для оценки литологических*, геохимических и гидрогеологических условий образования. Они составлены для разновозрастных и хорошо изученных провинций — Волго-Уральской, для мезозойских — Западно-Сибирской и Кавказско-Каспийской, для кайнозойских — Кавказско-Каспийской.

Информация по литологии нефтематеринских пород и коллекторов выражена количественно и содержит данные о типе коллектора, его эффективной пористости и проницаемости, а также о мощности рассматриваемых отложений и их литологическом составе. Геохимические *данные включают содержание органического вещества, битумоида*, стадию углефикации («метаморфизма») органического вещества, битумоидный коэффициент и фациальный характер (тип) органического вещества. Кроме того, показаны глубины погружения пород и степени интенсивности эмиграции углеводородов из материнских пород.

Гидрогеологические данные включают интенсивность водообмена, соленость вод, направление их движения в настоящее время и в прошлом, а также состав растворенных газов. Все эти сведения приведены как для отдельных характерных скважин, так и для района в целом.

Кроме того, карты содержат сведения о месторождениях нефти и газа, о нефтегазопроявлениях и о расположении нефтегеологических районов и областей.

Карты по Волго-Уральской провинции несколько отличаются по своему содержанию от остальных карт. Они лишены данных по гидрогеологическим условиям образования, по коллекторам, по свойствам нефти и газа в месторождениях и по типам ловушек. Раскраска их дается не по гидрогеологической обстановке в коллекторах, а по содержанию сингенетичных углеводородов в нефтематеринских породах.

Наконец, они отличаются еще тем, что литологическая характеристика приведена целиком для всей рассматриваемой толщи, так как это сделано на основных картах Атласа. При этом указывается литология тех нефтематеринских пород, для которых дается характеристика органического вещества и битумоида.

Анализ карт нефтегазоносности позволяет судить о интенсивности процессов генерации нефти и газа, о вероятном составе залежей, об условиях сохранности их в недрах и о свойствах коллекторов. Сопоставление этих данных с выявленными месторождениями дает исходные материалы для прогнозирования сходных нефтегазоносных бассейнов.

Не менее важные материалы для оценки нефтегазоносности еще не изученных бассейнов осадконакопления несут в себе и основные карты Атласа. Они позволяют для всей территории СССР, включая и шельфы морей, устанавливать наличие осадконакопления и его условий (морских или континентальных), а также прогноз о литологическом составе осадочного чехла. Эти данные вместе с мощностью платформенного чехла, о которой можно судить по палеотектоническим картам Атласа и тектоническим картам, являются почти исчерпывающими для оценки прогнозных ресурсов еще не изученных бассейнов.

Соль. Во втором, третьем и четвертом томах Атласа помещено несколько карт соленакопления для различных периодов: во втором томе для девона Днепровско-Донецкой впадины, ранней перми востока Русской плиты, а также для ранней перми Днепровско-Донецкой впадины; в третьем томе — для поздней юры; в четвертом — для неогена Советского Предкарпатья и Закарпатья.

Во втором томе представлены две карты соленосности девонских отложений. Первая, являющаяся обзорной, дает представление о характере соленосности девонских отложений Днепровско-Донецкой впадины. На ней показаны распространение и мощности нижней (ливенской) и верхней (елецко-лебедянской) галогенных формаций, а для впадин юго-востока — галогенных формаций (возможно трех-четырех) невыясненного возраста. Очерчены структуры, в пределах которых сливаются разновозрастные соляные толщи. Указаны площади развития эффузивно-терригенных образований девона. На второй карте показано распространение позднедевонских соленосных отложений Припятской впадины. На ней дифференцированы карбонатный, соляной и калиеносные комплексы, отмечены степень соленасыщенности разреза и характер изменения количества горизонтов калийных солей по площади.

На обзорной карте иреньского соленакопления на востоке Русской платформы и более детальных картах для Верхнепечорского, Верхнекамского и Косьвенско-Сылвенского бассейнов показаны площади распространения доломитов, ангидритов, каменной и калийных солей. Для Верхнепечорского и Верхнекамского бассейнов показаны границы распространения наиболее засоленных пачек иреньской галогенной формации и даны изопахиты калийной зоны. Карта иллюстрирована серией геологических разрезов иреньской галогенной формации.

Карты раннепермского соленакопления в Днепровско-Донецкой впадине и на северо-западных окраинах Донбасса дают представление о соленакоплении для никитовского, славянского и краматорского времени и эволюции солеродного бассейна. Отчетливо видны ингрессия бассейна в северо-западном направлении на протяжении никитовского и славянского времени и сокращение его площади в краматорское время. Показано размещение карбонатных, сульфатных и соляных осадков, а для краматорского времени и различных калийных солей. Рас-

пределение галогенных комплексов и их изопахит иллюстрирует своеобразие условий седиментации в данном солеродном бассейне.

В третьем томе помещена карта позднеюрского соленакопления юга Средней Азии. На территории солеродного бассейна показано размещение ангидритов, каменной и калийных солей, слагающих гаурдакскую галогенную формацию. На карту нанесены изопахиты соленосной толщи. В периферийных ангидритсодержащих комплексах галогенной формации существенна роль терригенного материала. Соляные комплексы к юго- и северо-западу сменяются ангидрито-доломитовыми.

В четвертом томе представлены три карты неогенового соленакопления на территории Советского Предкарпатья и Закарпатья. Они соответствуют воротыщенскому, толынскому и тирасскому (тереблинскому) времени. Для каждой из одноименных галогенных формаций показано размещение литолого-фациальных комплексов — терригенных, карбонатных, ангидрито- и солесодержащих, а для первых двух и калиеносных комплексов. На карте тереблинской формации Закарпатья нанесены линии равных мощностей.

Таким образом, в Атласе представлены карты соленакопления почти для всех крупнейших галогенных районов Советского Союза. Исключение составляет лишь кембрийский галогенный регион юга Сибирской платформы, для которого специальных карт соленакопления в Атласе нет. Однако основные данные по этому региону представлены на общих литолого-палеогеографических картах Атласа. Естественно, что нагрузка этих карт меньше, чем специальных карт соленакопления. Сопоставление карт соленакопления дает возможность выявить общие закономерности в распределении литолого-фациальных комплексов и мощностей галогенных формаций. Повсеместно прослеживается смена от периферии к центральным частям солеродных бассейнов терригенных пород карбонатными, затем сульфатными и хлоридными — натриевыми и также калиевыми.

Железо. Гипергенные метаморфизованные железорудные месторождения *распространены на территории СССР чрезвычайно широко* и встречаются в образованиях самого различного возраста — от архейских до современных.

По составу руд, способу образования и закономерностям размещения выделяется несколько железорудных формаций:

1) формация железистых кварцитов — возраст месторождений в основном архейский и раннепротерозойский, редко позднепротерозойский — *раннекембрийский (до ордовика)*. *Состав руд — магнетит*, гематит, кварц, амфиболы. Содержание железа невысокое, обычно 30—40%. Главнейшие месторождения — КМА, Кривой Рог, Алданский щит (архей — протерозой), Карсакпай, Бетпак-Дала, Малый Хинган (протерозой — ордовик). Протерозойско-раннепалеозойские месторождения характеризуются повышенным содержанием в рудах гематита, вплоть до полного исчезновения магнетита. Палеогеографическая обстановка архея и раннего протерозоя до сих пор мало изучена. В то время физико-химические условия процессов выветривания, транспортировки и отложения имели свои специфические особенности, не повторявшиеся в более поздние эры. Именно поэтому на всей Земле только к этому времени приурочены массовые скопления железных руд типа железистых кварцитов (джеспилитов, итабиритов и т. д.);

2) формация осадочных гематитовых руд — пластовые месторождения с рудами гематитового состава, иногда с примесью магнетита и марганцевых минералов. Руды переслаиваются с пластами кварцевых песчаников, хлоритоидных аргиллитов и алевролитов, пластами

и прослойками кремней. Содержание железа колеблется в широких пределах (35—60%). Возраст месторождений не моложе палеозоя. Наиболее крупные месторождения — Ангаро-Питские (поздний протерозой), Атасуские (девон — карбон). В позднем протерозое атмосфера Земли была, по-видимому, еще существенно отличной по составу от современной. Однако в Мировом океане были широко развиты примитивные растения, в результате жизнедеятельности которых в воде имелся растворенный кислород. Поэтому вместо магнетита железистых кварцитов архея — раннего протерозоя в позднем протерозое и в последующие периоды отлагались преимущественно гематитовые руды. *Этим объясняется, в частности, специфический состав железистых* кварцитов Карсакпая и Малого Хингана. Для железных руд осадочной гематитовой формации характерна приуроченность к шельфовым участкам морей вблизи пенепленизированной суши. Наличие *крупных рек не обязательно;*

3) формация оолитовых железных руд — месторождения сравнительно бедных (обычно около 30% железа), сильно кремнистых руд самого различного возраста, но не старше палеозоя. Главными рудными минералами являются железистые хлориты, гематит, лимонит, сидерит, реже магнетит. Руды образуют протяженные пласты мощностью от нескольких до первых десятков метров. Характерны значительные примеси фосфора и серы. Наиболее известные месторождения: Архангело-Пашийская группа (девон), Хоперское, Аятское (мел), Керченское, Лисаковское (неоген). В отношении палеогеографической обстановки образования руд эта формация во многом сходна с предыдущей. Отличие состоит в большей близости места образования оолитовых руд к береговой линии. Это, по сути, прибрежная зона, изобилующая течениями, которые взмучивали железистые осадки и способствовали образованию оолитов. Их образованию способствовало также наличие в морской воде ионов солей, нейтрализовавших защитные пленки гумусовых кислот на минералах гидрофобных железистых коллоидов;

4) формация кор выветривания, делящаяся на два типа — бурожелезняковый и мартитовый. Бурожелезняковый тип образуется при выветривании руд других формаций (например, сидеритовых, оолитовых) либо при выветривании основных и ультраосновных пород. Руды сложены гидроокислами железа, нередко природно легированы никелем, кобальтом. Запасы месторождений невелики. Типичный пример — Орско-Халиловская группа месторождений. Мартитовый тип образуется при выветривании магнетитовых месторождений, в том числе (и главным образом) при выветривании железистых кварцитов. Руды *очень высокого качества*, содержания железа составляют обычно 60—70%, вредные примеси практически отсутствуют. Возраст руд этого типа самый различный, от протерозоя до современного. Наиболее крупные месторождения — КМА, Кривой Рог, гора Магнитная;

5) *формация осадочных сидеритовых руд* — *Березовское месторождение* (Читинская область) и проявления в угленосных формациях (Кузнецкий, Тунгусский угольные бассейны). Содержание железа в рудах невысокое. Концентрации сидерита образуются главным образом в континентальных условиях. *Березовское месторождение образовалось* в межгорной впадине. Палеогеографические условия образования сидеритов такие же, как и угленосных толщ;

6) формация современных пляжевых песков — месторождения располагаются вдоль берегов, сложенных основными магматическими породами. В СССР это Курильские острова, Камчатка, северный берег Кольского полуострова, северный берег Азовского моря, Черноморское

побережье Кавказа и ленкоранские пляжи Каспийского моря. Содержание железа в рудах колеблется от 7 до 50%. Руды легко обогащаются.

Марганец. Составление палеогеографических карт распределения марганцевых руд в палеогене Европейской части Советского Союза проводилось с учетом их узкой стратиграфической приуроченности, тектонической и фациальной локализованности и положения в разрезе.

Рудные залежи марганца Южно-Украинского бассейна (Никопольское, Большетокмакское месторождения), Грузии (Чиатурское, Чхари-Аджаметское месторождение) и на Мангышлаке характеризуются отчетливо выраженной стратиграфической приуроченностью к основанию раннего — среднего олигоцена. Исключение составляет лишь небольшое Лабинское месторождение, залегающее в верхнеолигоценовых отложениях. Тектоническая локализация марганценосных осадков достаточно ярко проявляется на примере южно-украинских месторождений, которые располагаются на относительно жестком, устойчивом основании южного склона Украинского кристаллического щита. Можно также принять, что олигоценовые месторождения Грузии также располагаются на довольно жестком субстрате Грузинской глыбы — склонах Дзирульского кристаллического массива. Мангышлакское и Лабинское месторождения связаны с отложениями, залегающими на устойчивом основании, которое можно отнести к эпигерцинской платформе.

Фациально марганценосные отложения представляют собой мелководные осадки, формировавшиеся в прибрежной зоне, расположенной вблизи от источников сноса. Изучение относительно простого и детально исследованного Украинского марганцерудного бассейна позволяет считать, что накопление марганцерудных осадков происходило в относительно небольших заливообразных углубленных участках дна при ограниченном поступлении терригенного материала. Эти особенности нашли отражение и на общей палеогеографической карте, и на сравнительно крупномасштабных картах-врезках, сделанных для марганцевых месторождений Южно-Украинского бассейна. На этих схемах видно, что марганцевые залежи обрамляют определенные гипсометрические уровни южного склона Украинского кристаллического щита. В ряде случаев удается показать их промежуточное положение между континентальными угленосными (на севере) и относительно глубоководными морскими осадками (на юге — Причерноморская впадина). Столь же определенно в этом регионе видна связь марганцерудных залежей с участками развития основных вулканогенных толщ нижнего протерозоя, выполняющими синклинорные структуры.

Фосфориты. Карты составлены для основных стратиграфических горизонтов, характеризующихся максимальным фосфатонакоплением в пределах Русской плиты. К таким горизонтам относятся фосфоритоносные отложения волжского яруса верхней юры, валанжинского яруса нижнего мела, сеноманского и сантонского ярусов верхнего мела. Принятые условные обозначения отражают обстановку накопления фосфоритов и их особенности.

Бокситы. Наиболее древние бокситы в СССР известны среди сланцев тепторгинской серии среднего протерозоя Патомского нагорья. Эта серия залегает на коре выветривания гранитоидов и осадочно-метаморфизованных пород нижнего протерозоя, сложена внизу кварцевыми песчаниками, а выше серицит-хлоритовыми, пирофиллитовыми и хлоритоидными сланцами. Бокситы диаспоровые залегают в форме конкреций, линз и пластов. Сопровождаются пластами гематит-диаспоровых сланцев. В сторону внутренних частей Патомского нагорья, где метаморфизм проявлялся сильнее, диаспор переходит в дис-

тен. В своем происхождении патомские бокситы тесно связаны с гумидной корой выветривания.

В толщах архея и протерозоя других районов Советского Союза встречаются корундовые породы и высокоглиноземистые сланцы с кианитом (дистеном). Возможно, они представляют метаморфизованные бокситоносные отложения. На интенсивное выветривание, происходившее в архее и протерозое указывают мощные толщи кварцевых песчаников (ортокварцитов).

К венду или к основанию нижнего кембрия относятся бокситы Боксонского месторождения в Восточном Саяне. Они залегают на закарстованной поверхности доломитов и покрываются небольшим слоем углистого сланца, который кверху сменяется мощной толщей доломитов. Бокситы красные диаспоровые с гематитом, каолинитом и хлоритом. Вблизи дорудного поднятия Денжигур они разубожены обломками силикатных пород и гематита.

Возможно, к ордовику относятся красные бокситы, недавно найденные среди известняков вблизи Целиноградa.

Девонские бокситы широко распространены на Урале, Салаире и Средней Азии. Они приурочены в основном к среднему и позднему и может быть частью к раннему девону. Всюду бокситы залегают на закарстованной поверхности мелководных известняков и покрываются темными известняками или мергелями, которые вверх переходят в известняки. Состав бокситов диаспоровый и бемитовый, с гематитом, каолинитом, хлоритом, лейкоксеном, изредка с кальцитом и пиритом. Структура бокситов песчаниковая, конгломератовая и афанитовая, текстура массивная, редко слоистая. Слоистость сортированная, редко косая или ленточная. Встречаются трещины усыхания. Зерна (бобовины) и оолиты боксита, вероятно, принесены из коры выветривания основных пород вместе с зернами магнетита, мартита, титаномагнетита и лейкоксена. Бокситоносная полоса на Восточном склоне Урала протягивается параллельно зеленокаменному поясу, кора выветривания которого, по-видимому, и была источником бокситового материала. В последнее время девонские бокситы найдены и на Тимане.

В начале карбона образование бокситов происходило на Русской плите, а в среднем карбоне — в Средней Азии. Типы бокситов различные. Латеритные бокситы известны в Белгородской области. Они образовались за счет глинистых сланцев, ассоциируют с богатыми железными рудами КМА и угленосными отложениями. Прибрежные залежи северо-онежских месторождений отлагались вблизи основания уступа, сложенного основными породами Ветреного пояса. Накопление тихвинских бокситов происходило в вершинах древних оврагов, врезанных в уступ, сложенных глинами девона. Размах дорудного рельефа во всех трех бокситоносных районах был 60—80 м, что достаточно для развития латеритной коры выветривания. На Тимане и на Таймыре бокситы отлагались, вероятно, также в прибрежных понижениях. Состав бокситов карбона Русской платформы гиббситово-бемитовый с каолинитом, гематитом и шамозитом. Цвет их красный, розовый и серый, структура афанитовая, текстура обломочная, у латеритов — псевдоморфная.

В Средней Азии бокситы приурочены к основанию башкирского яруса среднего карбона. Они залегают на слабо закарстованной поверхности известняков и покрываются тоже известняками. Длина бокситового пояса около 1000 км.

В верхнем триасе бокситы известны на Северном и Южном Урале и в Средней Азии. Верхний триас, юра, мел и палеоген представляют один крупный этап образования бокситов на территории СССР.

Раннеюрские бокситы найдены в Закарпатье, среднеюрские — под Москвой, а позднеюрские — в Крыму (вблизи Ялты), на Южном Урале и в Средней Азии. Среди континентальных отложений нижнего и верхнего мела и палеогена залежи бокситов широко распространены на Украине, на Урале, в Казахстане, в Западной и Центральной Сибири. Структура бокситов бобово-обломочная, афанитовая и псевдоморфная. Почти всюду бокситы этого этапа тесно связаны с корой выветривания, имеют гиббситовый состав, с примесью гётита, гематита, каолинита, хлорита и корунда. Остатки латеритных бокситов сохранились на Украине, на Южном Урале, в Казахстане, в бассейне Енисея и на Кавказе вблизи г. Махарадзе. Последние являются наиболее молодыми — образовались, вероятно, в раннечетвертичное время.

* *
*

Представленная в четырех томах Атласа серия литолого-палеогеографических, палеотектонических и более специализированных карт дает возможность проследить эволюцию физико-географических и тектонических условий, распределение основных типов осадков и их фаций, формаций как осадочных, так и вулканогенных и интрузивно-магматических на протяжении 2,5 млрд. лет на огромной территории нашей страны, а отчасти и на площади омывающих ее внутренних и окраинных морей.

Огромный объем информации, заключенный в основных и дополнительных картах, потребует для извлечения всех выводов еще значительного времени. Однако некоторые выводы могут быть сделаны уже в настоящее время. Они касаются направленности, цикличности и неравномерности развития территории СССР.

Направленность проявляется прежде всего в последовательном разрастании массивов консолидированной суши за счет пространств, занятых морем. Участки суши более или менее изометричных очертаний выделяются уже на карте раннего протерозоя. Крупные блоки суши материкового масштаба появляются в среднем протерозое, но затем снова распадаются на более мелкие острова, в связи с процессом возрождения геосинклинальных поясов и вовлечения в погружение окраинных частей платформ. Лишь с середины палеозоя снова наблюдается на этот раз уже непрерывное разрастание континентальных пространств вследствие последовательного отмирания геосинклинальных систем и осушения платформенных бассейнов. Одновременно за пределами СССР происходит формирование океанических впадин Северного Ледовитого и Тихого океанов. Параллельно с изменениями физико-географической обстановки происходила эволюция тектонических условий. В раннем протерозое на всем пространстве нашей страны в общем господствовал геосинклинальный режим; отдельные консолидированные блоки этого времени могут рассматриваться как срединные массивы в пределах пангеосинклинали. Со среднего протерозоя на значительных площадях устанавливается режим платформы. Для дальнейшей истории характерно сосуществование платформ и геосинклинальных поясов при постепенном отмирании вторых и расширении первых. Однако значительная часть геосинклиналей, пройдя стадию эпигеосинклинальных орогенов, не превращается или лишь на относительно короткое время превращается в платформы, а неоднократно испытывает повторный, а в некоторых случаях (Байкало-Становая зона) и практически почти непрерывный орогенез. В итоге на новейшем — неоген-четвертичном этапе — эпиплатформенные орогенные пояса преобладают над эпигеосинклинальными, а геосинклинальные усло-

вия сохраняются лишь в самой внешней части Тихоокеанского пояса (Командоры, восточная окраина Камчатки, Курилы).

Направленное, необратимое развитие земной коры находит свое отчетливое выражение и в изменении состава осадков и геологических формаций. Специфический набор высокометаморфизованных формаций характерен для раннего докембрия (архей и ранний протерозой). Практически почти исключительно ранним докембрием ограничивается распространение джеспилитовой формации и чарнокитов. Для среднего протерозоя характерны раннеплатформенные интрузивные формации габбро-гранитного ряда, в частности граниты-рапакиви и анортозиты. В позднем протерозое широкое развитие на платформах получают трапповая формация, а также красноцветная обломочная и карбонатная (известково-доломитовая) формации (впервые эти формации появляются еще в раннем протерозое). В миогеосинклиналях в составе верхнепротерозойских отложений существенное значение приобретает кварцито-филлитовая формация; материал кварцитов является продуктом сноса с еще высокоприподнятых эпикарельских платформ. Первая эвапоритовая формация появляется на территории СССР в раннем кембрии. Несколько ранее впервые возникает флишевая формация, с каждым новым этапом получающая все большее распространение и все более четкое ритмичное строение.

Направленность и необратимость развития жизни на Земле проявляется, пожалуй, наиболее отчетливо. С ее развитием связано появление некоторых характерных формаций, начиная с позднего докембрия. В позднем протерозое получает существенное значение формация биогенных (фитогенных) известняков. Угленосная формация появляется впервые в среднем девоне. С поздним мелом связано появление платформенной формации писчего мела и мелоподобных мергелей. В палеоцене и эоцене получает исключительное развитие кремнистая формация, связанная с широким распространением диатомовых водорослей, радиолярий и кремневых губок. Из магматических формаций щелочная — ультраосновная формация известна в СССР начиная с позднего протерозоя, кимберлитовая — со среднего палеозоя. Вместе с тем значительное число геологических формаций формируется в течение всей геологической истории страны.

В связи с направленностью развития стоит и эволюция набора полезных ископаемых с течением геологического времени. Выше уже упоминалось об эвапоритах и углях. Нефть также известна из осадков не ранее, чем позднепротерозойские, а бокситы — не ранее чем среднепротерозойские. Россыпные месторождения в ходе истории приобретают все большее распространение, особенно в кайнозое. Даже если рассматривать широко представленное в разрезе полезное ископаемое, то со временем меняется его тип. Так, если в среднем протерозое основные залежи железа связаны с железистыми кварцитами, то в фанерозое формируются уже осадочные гематитовые руды (с верхнего протерозоя), оолитовые железные руды (с девона) и др. Развитие жизни и здесь накладывает свой отпечаток. Так, если в мелу ископаемые смолы представлены копалитом (смола даммаровых), то в кайнозое — янтарем (смола хвойных).

Направленность геологического развития сочетается с цикличностью, проявляющейся в повторении некоторых основных событий, подтверждающихся изменением физико-географической обстановки и последовательностью формаций. Эти данные достаточно подробно изложены ранее (см. описание периодичности трансгрессий и регрессий, особенностей осадконакопления). Здесь важно отметить, что наряду с основными циклами — байкальским, каледонским, герцинским (ким-

мерийским) и альпийским длительностью порядка 150—180 млн. лет намечается более крупная и более мелкая цикличность. Так, ранний докембрий с завершающим его средним протерозоем представляет первый мегацикл с преобладанием близких к эвгеосинклинальным условиям в архее и почти полным господством платформенного режима в среднем протерозое. Второй мегацикл начинается развитием погружений в позднем протерозое и заканчивается почти всеобщим (кроме Северо-Востока и Дальнего Востока) поднятием в конце палеозоя. В мезозое начинается третий мегацикл, продолжающийся в настоящее время. Длительность первого мегацикла 1800 млн. лет, второго 1500 млн. лет.

В течение мезозоя — кайнозоя отчетливо выявляется три крупные волны трансгрессий с максимумами в середине поздней юры, позднего мела и палеогена, разделенные регрессиями, достигавшими своей кульминации в среднем триасе, середине раннего мела и на рубеже мела и палеогена. Эти волны трансгрессий и регрессий совпадают с общемировыми и определяются ритмом колебательных движений с периодом 35—45 млн. лет. На границах средних циклов наблюдается усиление тектонических движений (байкальская, каледонская, герцинская, киммерийская, альпийская складчатости), погружение терригенных осадков, смена фауны и флоры. Следует отметить, что со временем каждая новая трансгрессия осуществляется за все более и более короткие сроки (см. рис. 1 и 2), что может свидетельствовать об усилении дифференцированности движений или, другими словами, об ускорении темпов развития земной коры.

Более детальный анализ развития отдельных регионов нашей страны выявляет и существенную неравномерность в этом развитии. Особенно значительные различия, доходящие до противоположных тенденций, выступают при сравнении истории и формационных рядов двух крупнейших мегаблоков консолидированной континентальной коры Русской и Сибирской древних платформ. Весьма существенные отличия наблюдаются и в истории отдельных геосинклинальных поясов, областей и систем. Их формирование и развитие проходило неодинаково и в общем метахронно. Начало развития большинства геосинклинальных систем характеризовалось более или менее длительным подготовительным периодом со сравнительно «вялыми», слабо контрастными движениями. В результате неравномерного развития геосинклиналей область максимальной тектонической активности последовательно перемещалась из одной части нашей страны в другую. В начале палеозоя наибольшая активность и одновременно с этим наибольшая «океанизация» первичной континентальной коры наблюдалась в Центральном Казахстане, Северном Тянь-Шане, Алтае-Саянской области и Западном Забайкалье. В среднем и позднем палеозое зона максимальной активности и «океанизации» смещается к западу и югу — в пределы Урала, Срединного и Южного Тянь-Шаня. В конце палеозоя — начале мезозоя резко усиливается тектоническая активность на Северо-Востоке и Дальнем Востоке нашей страны, а также в Крыму, на Кавказе и в Копетдаге; в последних двух регионах движения особенно усилились с юры, в Карпатах — с мела. Наконец, в кайнозое начинает резко выделяться своей активностью область Дальнего Востока.

Как известно, главными факторами образования осадочных полезных ископаемых являются: 1) рельеф суши и бассейнов осадконакопления, 2) состав пород в областях выветривания и размыва и 3) климатические условия. Зная эти основные параметры, всегда можно наметить положение зон наиболее благоприятных для формирования залежей того или иного минерального сырья.

Так, например, расположение пляжей и отмелей по периферии массивов суши, сложенных изверженными и кристаллическими породами, весьма благоприятно для обогащения песков тяжелыми минералами, вплоть до образования россыпных месторождений. Для этой же цели служат реконструкции древней речной сети.

Осадочные месторождения железа и марганца обнаруживают отчетливую приуроченность к прибрежным зонам морских бассейнов на периферии участков суши, сложенных преимущественно основными магматическими породами и джеспилитами.

Несколько слов следует сказать о задачах дальнейших исследований в области палеогеографии. Несмотря на то что новый фактический материал накапливается из года в год, большая и сложная работа по составлению карт исключает возможность переиздания всего Атласа в ближайшие годы или даже десятилетие. Возможно, потребуют переработки и переиздания карты, составленные для докембрия, поскольку в последние годы получены новые данные по стратиграфическому расчленению докембрия и разработаны новые методы петрографического изучения сильно метаморфизованных пород. В связи с этим представления о палеогеографии докембрия во многом должны быть пересмотрены. Очевидно в недалеком будущем появится возможность составления, если не литолого-палеогеографической, то палеотектонической карты (карт) архея (позднего и раннего).

Нуждаются в усовершенствовании способы показа на литолого-палеогеографических картах рельефа суши (в частности, речной сети для докайнозоя) и для морских бассейнов, и в лучшем обосновании глубин акваторий и высот суши; последнее требует разработки более объективных, количественных методов определения глубины акваторий.

В значительном усовершенствовании нуждается также способ изображения на литолого-палеогеографических картах литологического состава и геохимических особенностей осадочных образований. Следует шире применять (может быть на картах-врезках) разного типа гранулометрические карты, карты терригенно-минералогических провинций и карты, отражающие ориентировку динамических текстур, которые в комплексе дают возможность судить об источниках сноса (рельефе и составе размываемой суши) и путях переноса терригенного материала. Специальные геохимические карты могут дать новый материал для прогнозирования скоплений того или иного элемента в количествах, значительно выше кларковых.

Одно из важных направлений дальнейших исследований — разработка методики составления специализированных литолого-палеогеографических карт, направленных на выявление закономерностей распределения осадочных полезных ископаемых и на их прогнозирование. Например, зоны выклинивания коллекторов нефти и газа наиболее достоверно устанавливаются, исходя из реконструкций палеогеографических обстановок. То же касается и коллекторов россыпей. Поиски бокситов, как и ряда других осадочных полезных ископаемых, практически целиком базируются на палеогеографических построениях.

Для палеотектонических карт должны быть разработаны методы изображения горизонтальных смещений. В будущем следует, очевидно, перейти к составлению палинспастических карт, т. е. карт с реконструкцией былого взаимного расположения отдельных глыб литосферы. Это потребует поправок в первую очередь для времени предшествующему среднему палеозою, когда Русская и Сибирская платформы объединились. Объективную основу таких реконструкций должны составить материалы палеоклиматических и палеомагнитных исследований.

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

Предисловие 5
Палеогеновый период *(В. А. Гроссгейм)* 7
Стратиграфия *(В. А. Гроссгейм)* 7
Палеогеография *(В. А. Гроссгейм)* 15
Палеоцен 15
Ранний и средний эоцен 23
Поздний эоцен 30
Олигоцен 35
Палеотектоника *(В. А. Гроссгейм, В. Е. Хаин)* 43
Палеоцен—эоцен 43
Олигоцен — начало среднего миоцена 48
Полезные ископаемые *(В. А. Гроссгейм, И. М. Варенцов, П. А. Польстер, С. С. Савкевич, А. З. Широков)* 53

Неогеновый период *(А. Н. Балуховский, В. Е. Хаин, А. Г. Эберзин)* . . . 60

Стратиграфия *(А. Н. Балуховский, А. Г. Эберзин)* 60
Палеогеография *(А. Н. Балуховский, В. Е. Хаин)* 64
Ранний — начало среднего миоцена 64
Средний миоцен 71
Поздний миоцен 76
Ранний плиоцен 83
Средний плиоцен 86
Поздний плиоцен 89
Палеотектоника *(В. Е. Хаин)* 93
Средний миоцен — четвертичный период 93
Полезные ископаемые *(А. Н. Балуховский, С. М. Кореневский, В. Ф. Малаховский, П. А. Польстер, С. С. Савкевич)* 98

Четвертичный период *(Г. С. Ганешин)* 105

Принципы составления литолого-палеогеографических карт *(Г. С. Ганешин, П. Л. Безруков, И. О. Мурдмаа)* 105
Палеогеография *(Ю. П. Баранова, С. Ф. Кискэ, Н. П. Вербицкая, Г. С. Ганешин, В. А. Зубков, Е. П. Зарина, И. И. Краснов, Е. И. Корпутова, Г. Ф. Лунгерсгаузен, Ю. В. Малиновский, Ю. П. Селиверстов, В. В. Соловьев, М. А. Спиридонов, Ю. Ф. Чемеков, С. В. Эпштейн, С. В. Яковлева)* 108
Раннечетвертичное время 108
Среднечетвертичное время 119
Позднечетвертичное время 130
Послеледниковье 140
Полезные ископаемые 147

Список литературы 149

Заключение к томам 1—4 156

Эволюция физико-географических условий *(В. Н. Верещагин)* 156
Периодичность трансгрессий и регрессий *(В. Д. Наливкин)* 162
Особенности осадконакопления *(В. А. Гроссгейм, А. Б. Ронов)* . . . 167
Палеобиогеография *(Г. Я. Крымгольц)* 172
Палеоклиматы *(В. Д. Наливкин, В. М. Познер, М. С. Месежников)* . . 175
Тектоническая эволюция *(В. Е. Хаин)* 179
Магматизм *(В. Н. Москалева)* 189
Полезные ископаемые *(Г. И. Бушинский, И. М. Варенцов, Г. А. Ганеева, С. М. Кореневский, В. Д. Наливкин, В. М. Познер, Ю. Г. Старицкий)* 192

Приложения 1—17 (см. вкладки)

Министерство геологии СССР
Академия наук СССР

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ СССР

Объяснительная записка
к Атласу литолого-палеогеографических карт СССР

ТОМ 4

Палеогеновый, неогеновый
и четвертичный периоды

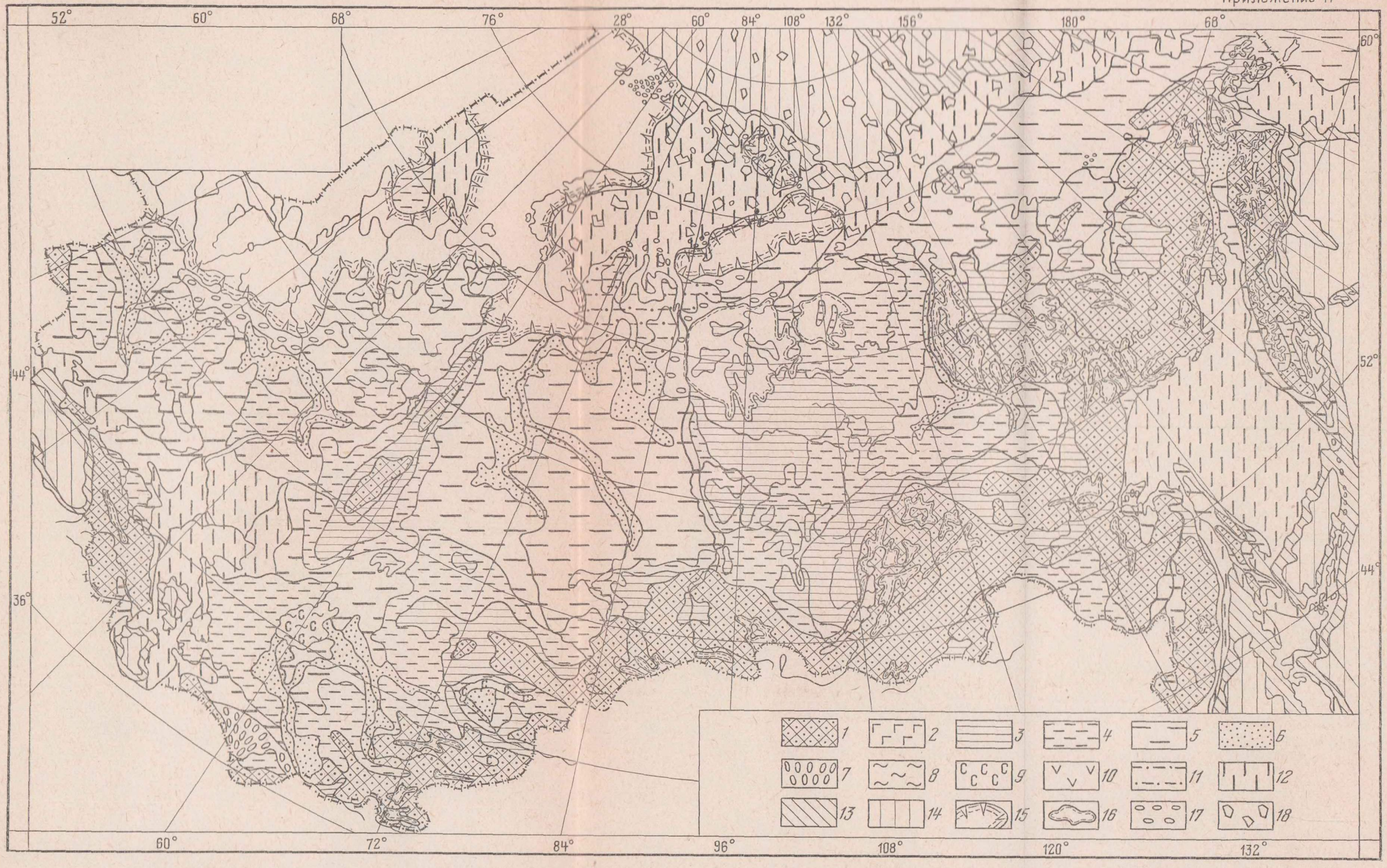
Редактор издательства *Т. А. Горохова*
Технический редактор *Е. С. Сычева*
Переплет художника *Г. А. Петрова*
Корректор *К. И. Савенкова*

Сдано в набор 6/VIII 1974 г. Подп. в печать 6/I 1975 г.
Т-00314. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага № 2.
Печ. л. 21,5 (с 20 вкл.) Усл. печ. л. 30,1. Уч.-изд. л. 22,82.
Тираж 1200 экз. Заказ 671/11756—1. Цена 2 р. 63 к.
с приложением.

Издательство «Недра», Москва, К-12,
Третьяковский проезд, д. 1/19.

Ленинградская картографическая фабрика
объединения «Аэрогеология»

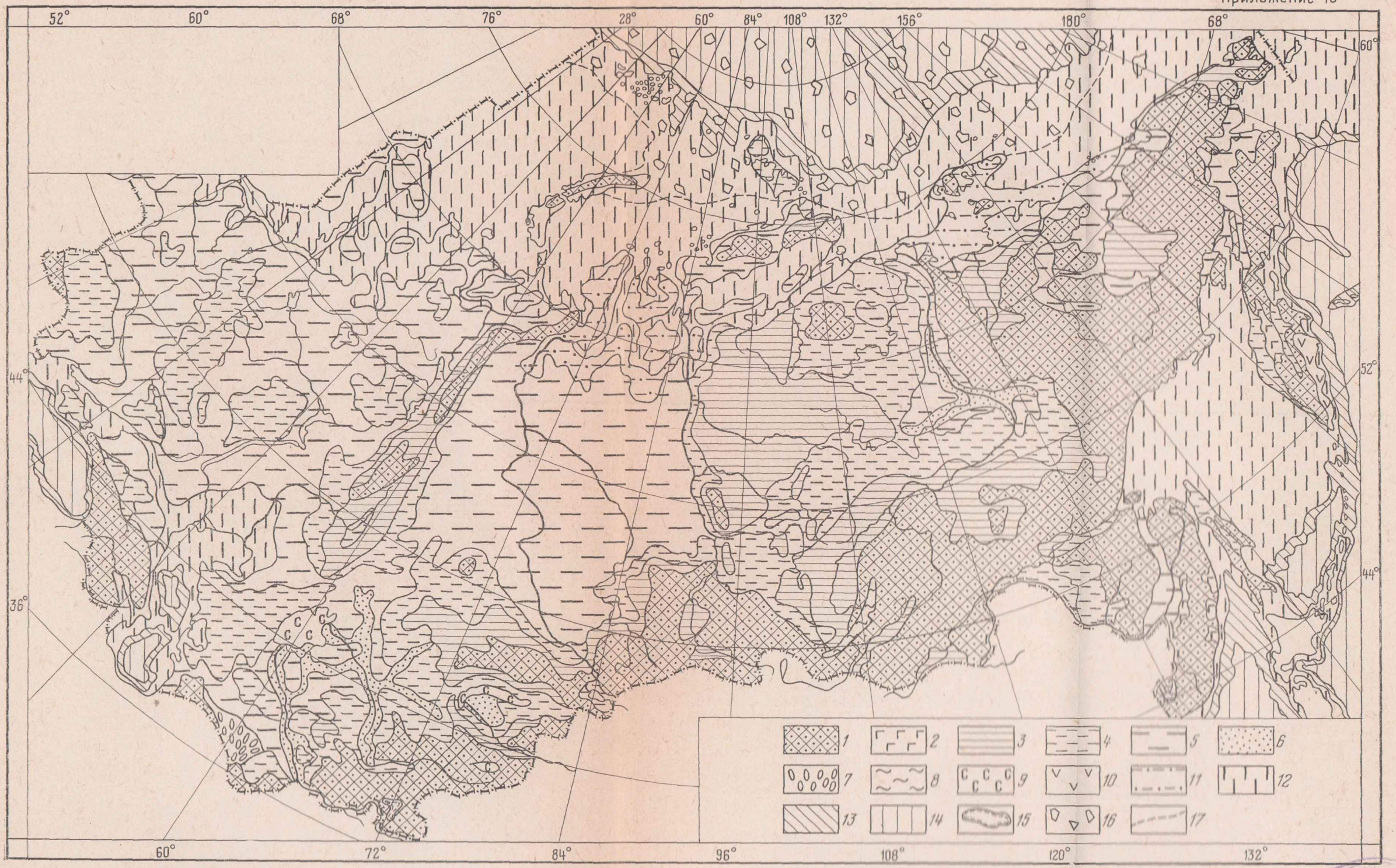
4738



ВРЕМЯ МАКСИМАЛЬНОГО РАЗВИТИЯ ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

1 — горы; *2* — вулканические нагорья и плато; *3—4* — возвышенные равнины и плато (*3* — с абс. выс. более 500 м, *4* — с абс. выс. 200—500 м); *5* — низменные равнины с абс. выс. менее 200 м; *6* — долины крупных рек и внутриматериковые аллювиальные и озерно-аллювиальные бассейны; *7* — континентальные дельты; *8—9* — озера (*8* — пресные, *9* — соленые); *10* — районы вулканических накоплений; *11* — периодически обводняемые приморские низменные равнины; *12* — материковая отмель; *13* — материковый склон; *14* — дно глубоководных котловин; *15* — ледниковые покровы и щиты; *16* — области развития горно-долинного и полупокровного оледенения; *17* — приледниковые равнины, области накопления флювиогляциальных отложений; *18* — припай и паковые льды

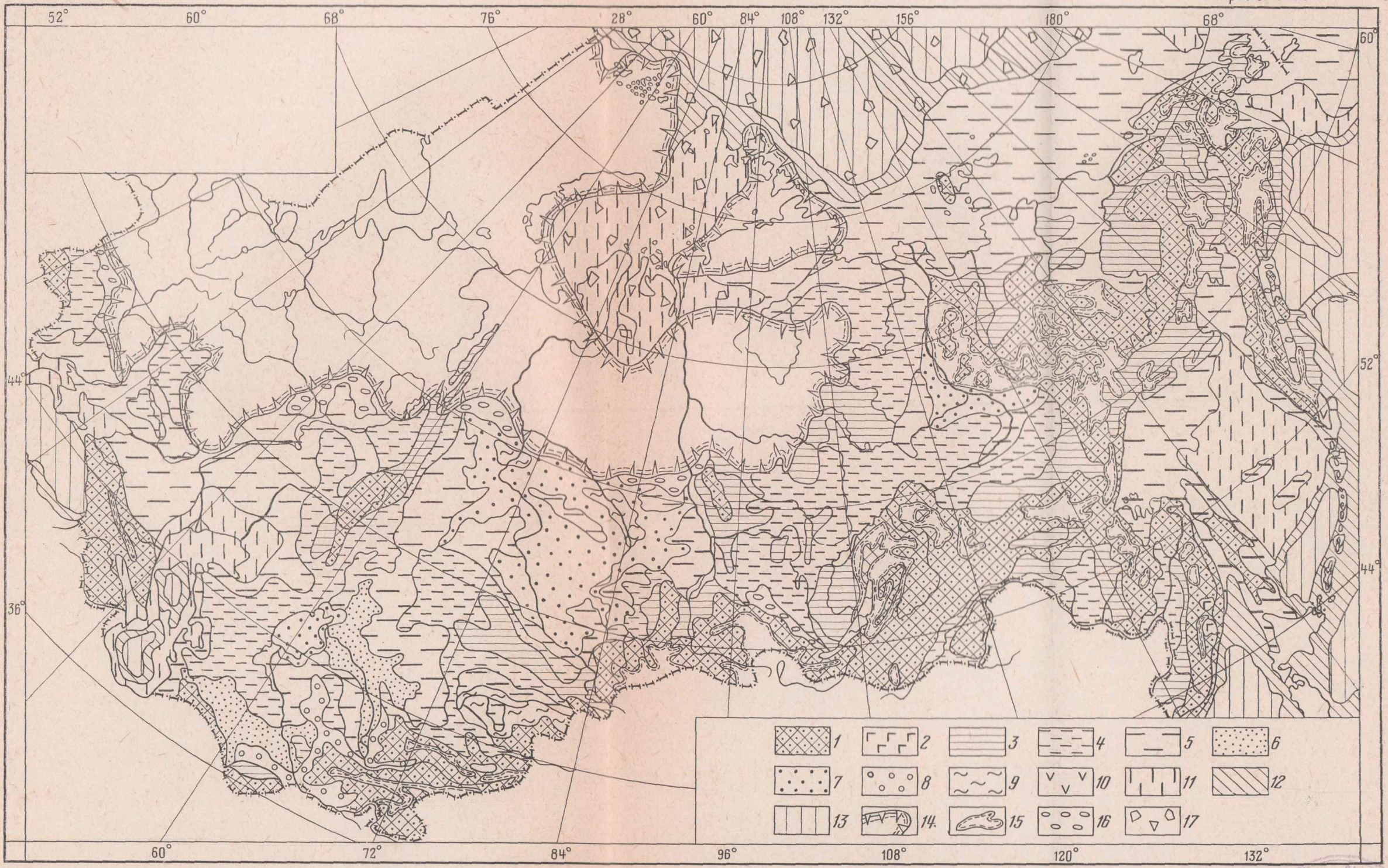
4734



ВРЕМЯ МИКУЛИНСКОГО — КАЗАНЦЕВСКОГО МЕЖЛЕДНИКОВЬЯ

1 — горы; *2* — вулканические нагорья и плато; *3—4* — возвышенные равнины (*3* — с абс. выс. более 500 м, *4* — с абс. выс. 200—500 м); *5* — низменные равнины с абс. выс. менее 200 м; *6* — долины крупных рек и внутриматериковые аллювиальные и озерно-аллювиальные бассейны; *7* — континентальные дельты; *8—9* — озера (*8* — пресные, *9* — соленые); *10* — районы вулканических накоплений; *11* — периодически обводняемые приморские низменные равнины; *12* — материковая отмель; *13* — материковый склон; *14* — дно глубоководных котловин; *15* — области развития горно-долинного и полупокровного оледенения; *16* — припай и паковые льды; *17* — предполагаемая граница распространения паковых льдов

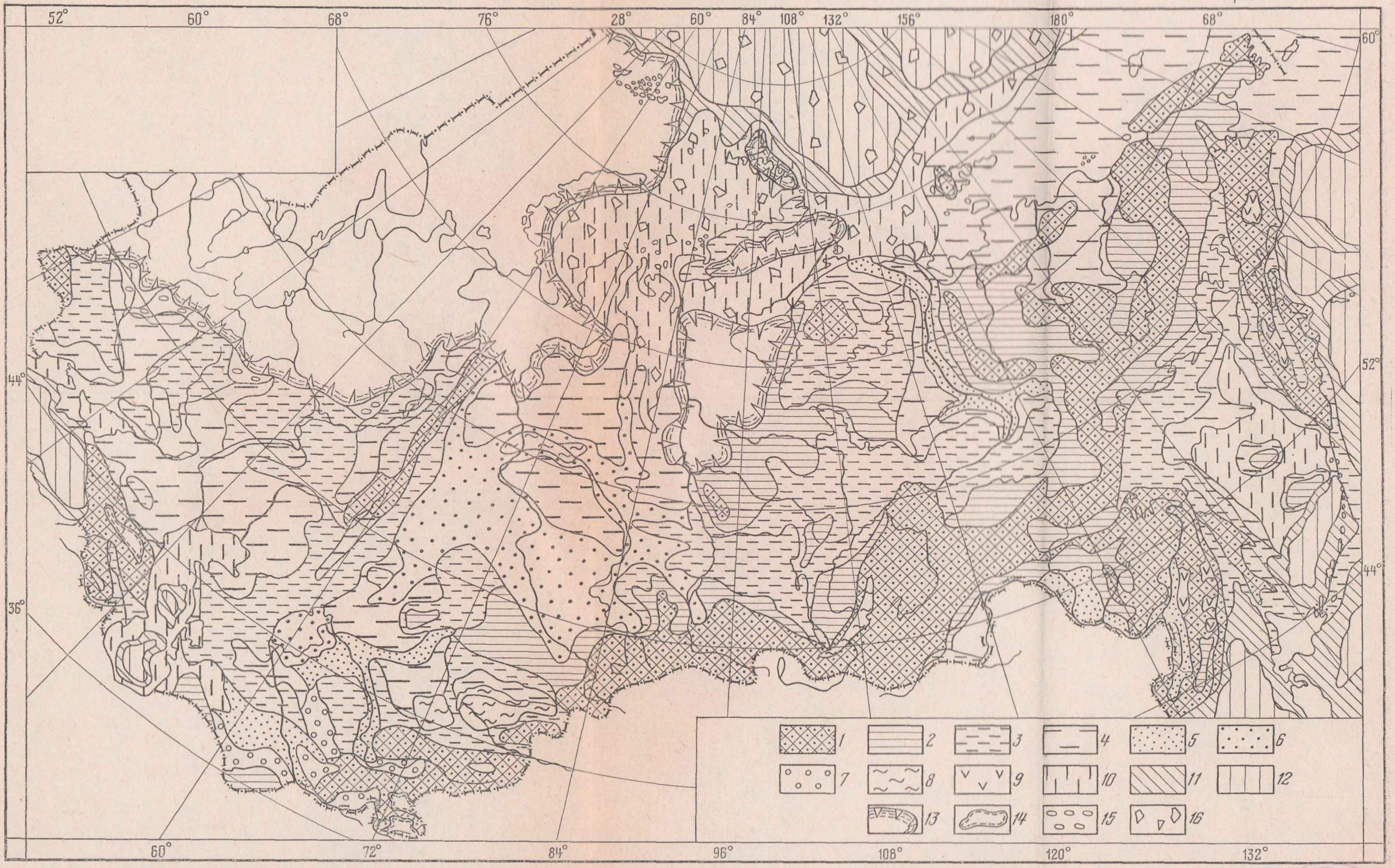
4734



ВРЕМЯ МАКСИМАЛЬНОГО РАЗВИТИЯ СРЕДНЕЧЕТВЕРТИЧНОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

1 — горы; *2* — вулканические нагорья и плато; *3—4* — возвышенные равнины и плато (*3* — с абс. выс. более 500 м, *4* — с абс. выс. 200—500 м); *5* — низменные равнины с абс. выс. менее 200 м; *6* — долины крупных рек и внутриматериковые аллювиальные и озерно-аллювиальные бассейны; *7* — периодически обводняемые низменные равнины; *8* — аллювиальные и аллювиально-пролювиальные предгорные равнины; *9* — озера пресные; *10* — районы вулканических накоплений; *11* — материковая отмель; *12* — материковый склон; *13* — дно глубоководных котловин; *14* — ледниковые покровы и щиты; *15* — области развития горнодолинного и полупокровного оледенения; *16* — приледниковые равнины, области накопления флювиогляциальных отложений; *17* — припайные и паковые льды

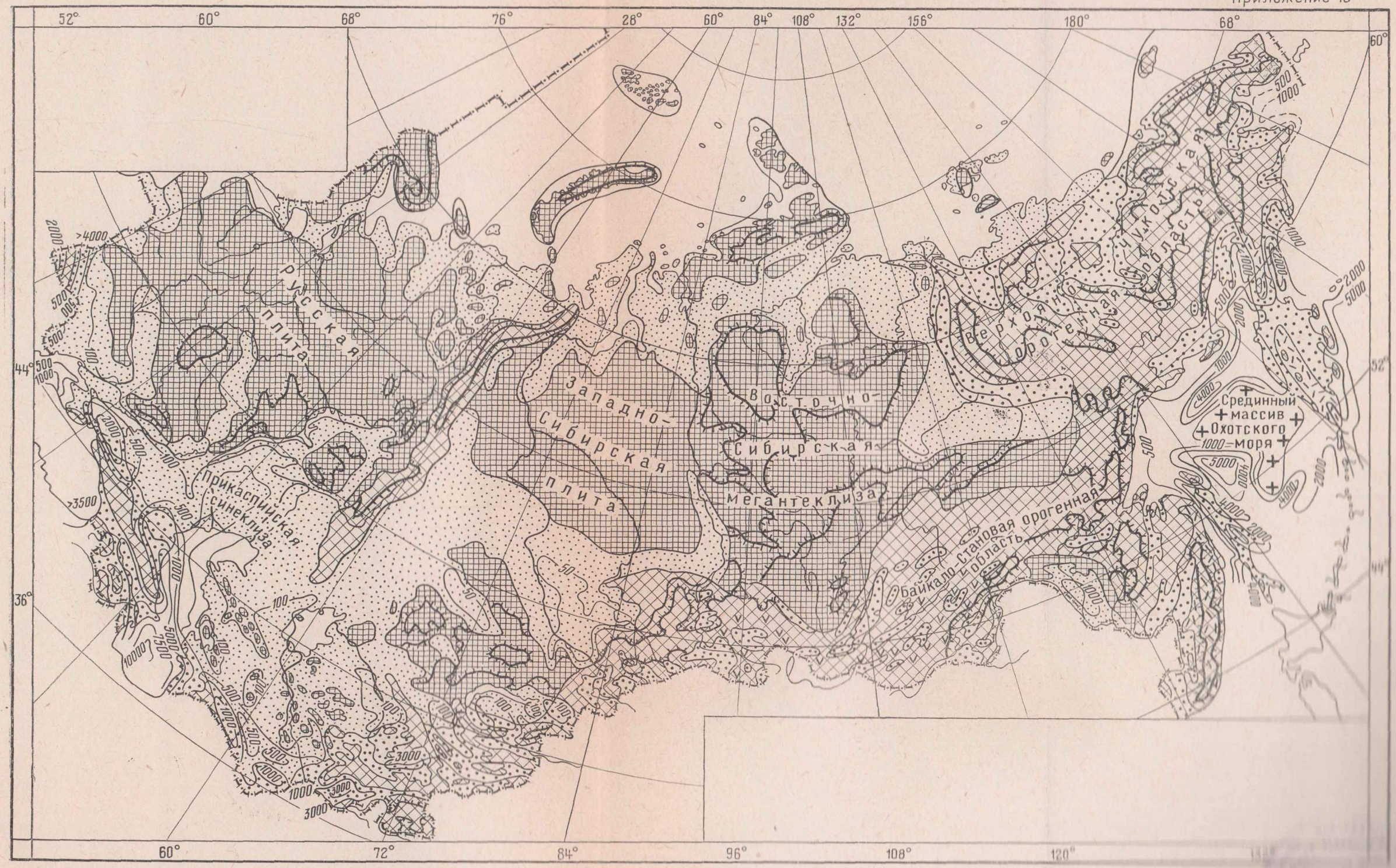
Институт Геологических Наук АН УССР Библиотека 473



ВРЕМЯ МАКСИМАЛЬНОГО РАЗВИТИЯ РАННЕЧЕТВЕРТИЧНОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

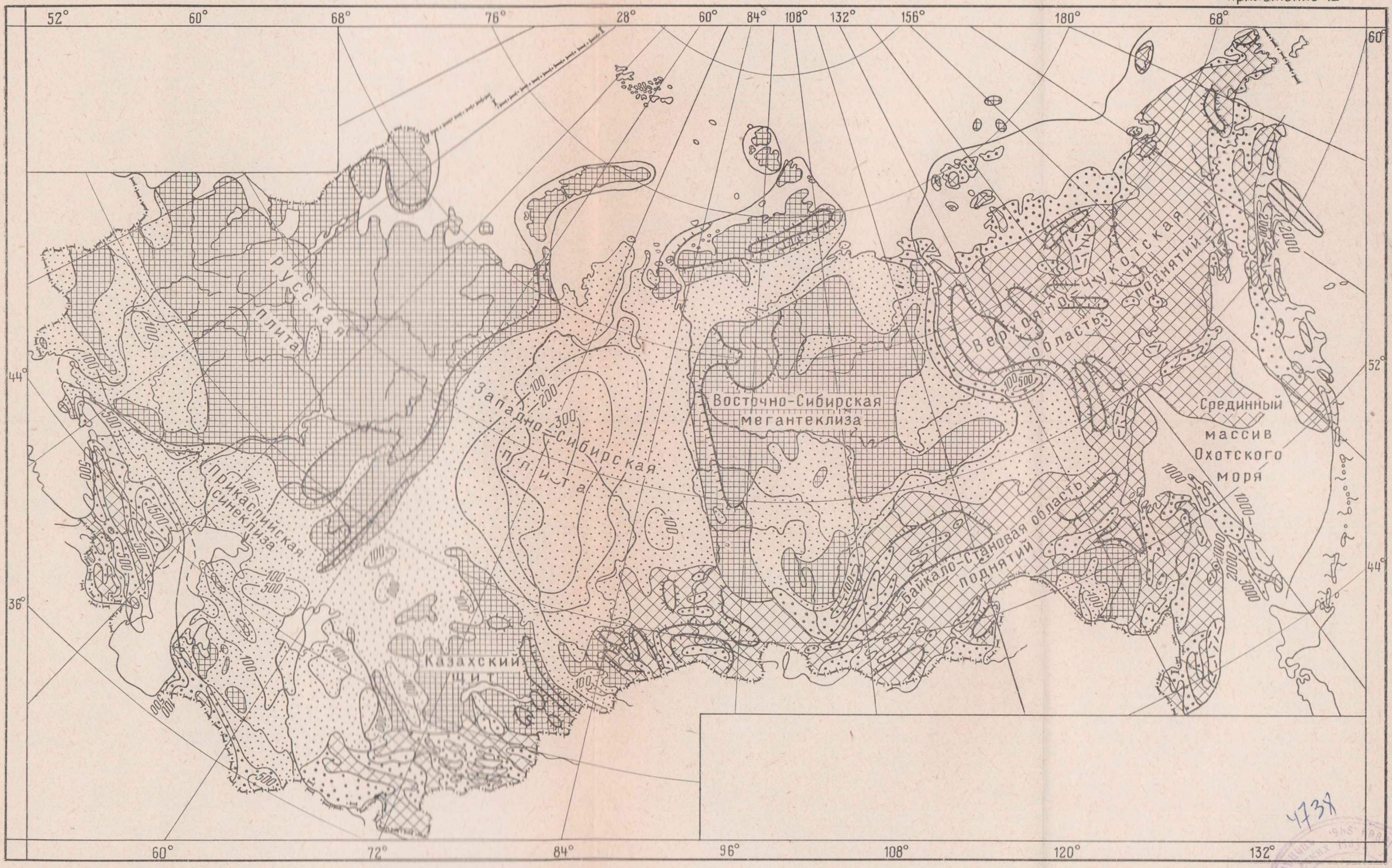
1 — горы; *2—3* — возвышенные равнины и плато (*2* — с абс. выс. более 500 м, *3* — с абс. выс. 200—500 м); *4* — низменные равнины с абс. выс. менее 200 м; *5* — долины крупных рек и внутриматериковые аллювиальные и озерно-аллювиальные бассейны; *6* — периодически обводняемые низменные равнины; *7* — аллювиальные и аллювиально-пролювиальные равнины; *8* — озера пресные; *9* — районы вулканических накоплений; *10* — материковая отмель; *11* — материковый склон; *12* — дно глубоководных котловин; *13* — ледниковые покровы и щиты; *14* — области развития горнодолинного и полупокровного оледенения; *15* — приледниковые равнины, области накопления флювиогляциальных отложений; *16* — припай и паковые льды

4738



ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СХЕМА СССР. СРЕДНИЙ МИОЦЕН (ТОРТОН) — ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ПЕРИОД

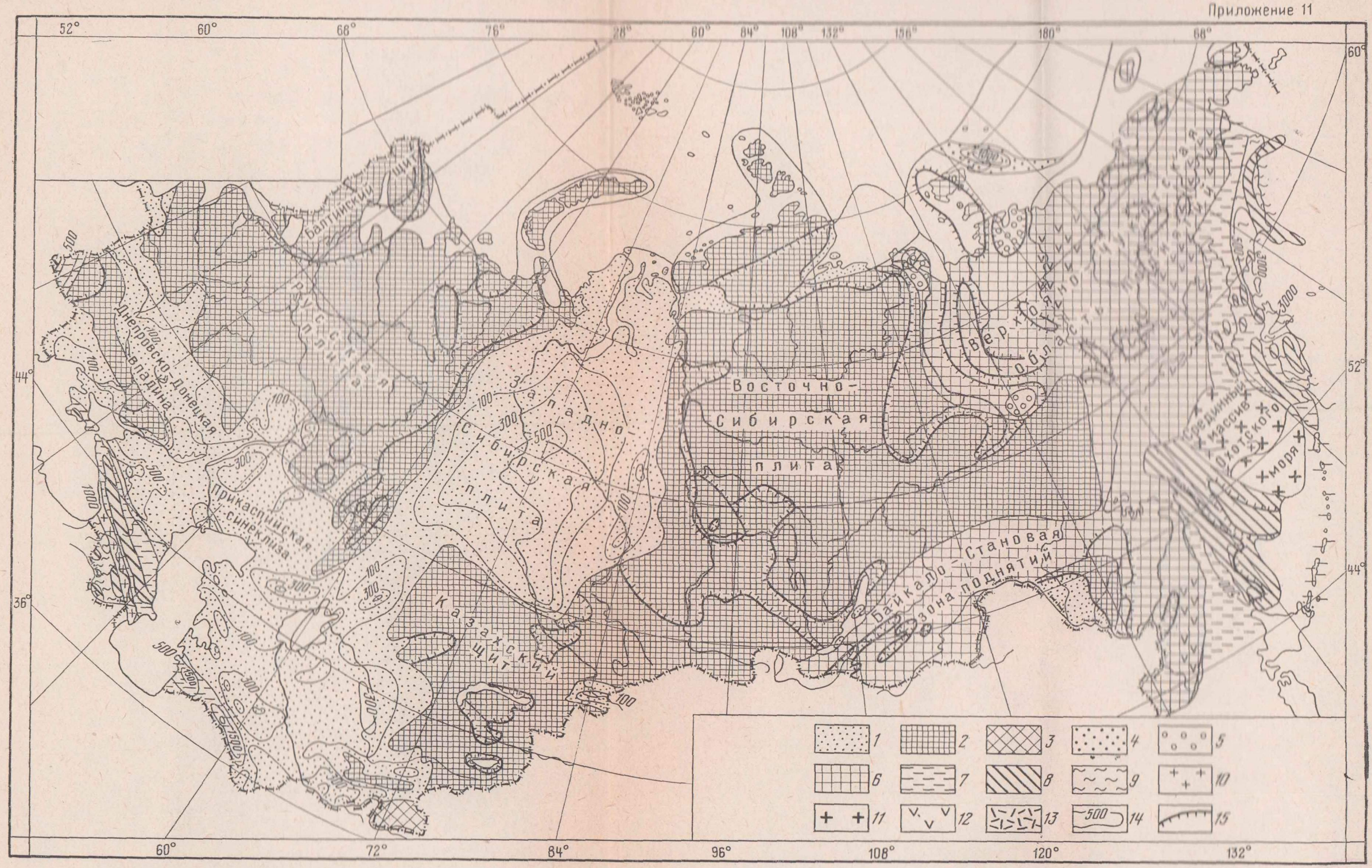
Условные обозначения см. прилож. 11



ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СХЕМА СССР. ОЛИГОЦЕН — НАЧАЛО СРЕДНЕГО МИОЦЕНА

Условные обозначения см. прилож. 11

4738

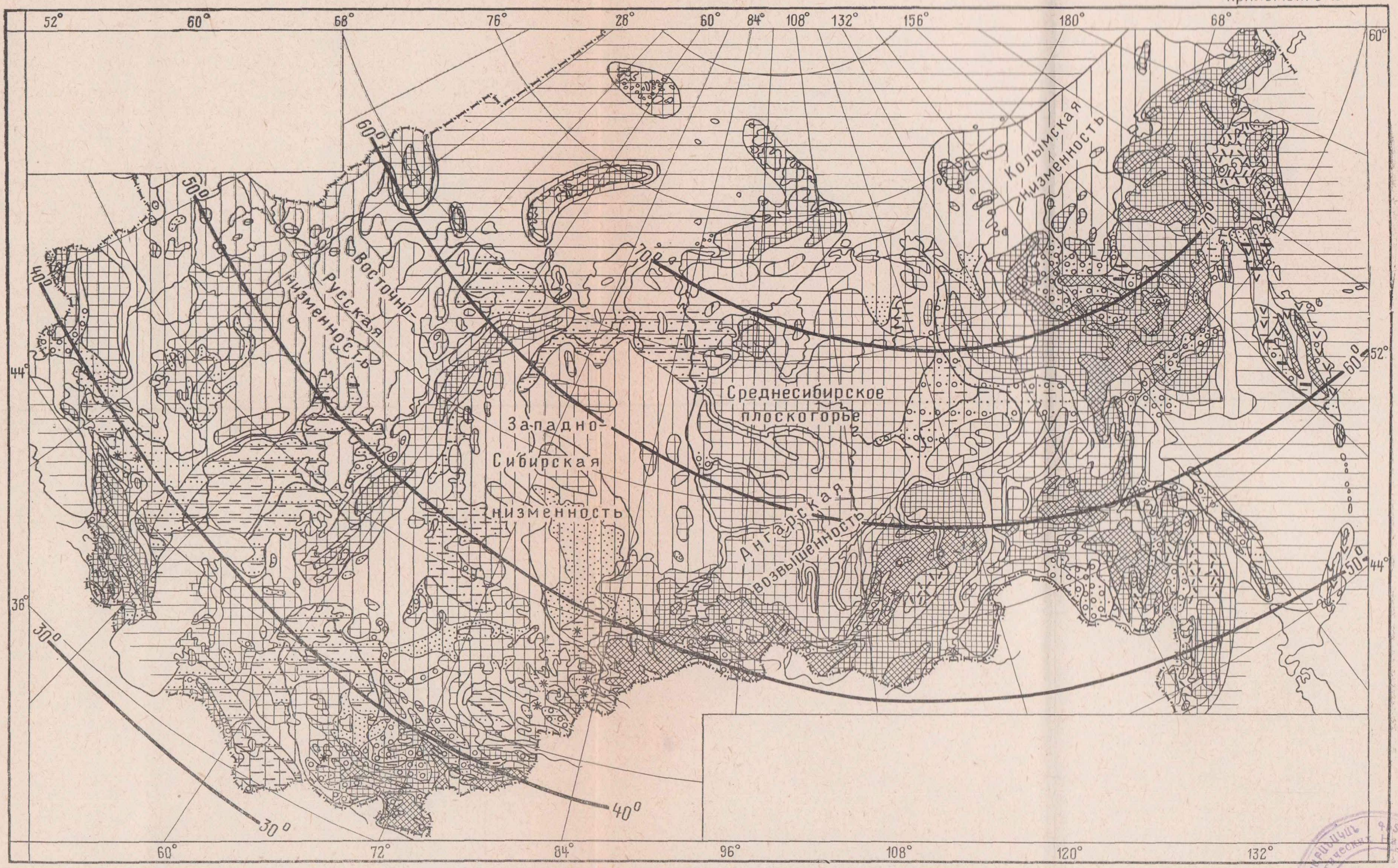


ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СХЕМА СССР. ПАЛЕОЦЕН И ЭОЦЕН

Условные обозначения к прилож. 11—13

1—2 платформы (*1* — впадины, *2* — поднятия); *3—4* — эпигеосинклинальные и эпиплатформенные орогенные области (*3* — поднятия, *4* — прогибы); *5—6* — области режима переходного от орогенного к платформенному (*5* — прогибы, *6* — поднятия); *7—8* — геосинклинальные области [*7* — многеосинклинали (прогибы), *8* — многеосинклинали и эвгеосинклинали (поднятия)]; *9—11* — геосинклинальные области [*9* — эвгеосинклинали (прогибы), *10* — срединные массивы (прогибы), *11* — срединные массивы (поднятия)]; *12* — районы вулканической деятельности с продуктами основного и среднего (базальтово-андезитового) состава; *13* — районы преимущественно наземной орогенной вулканической деятельности с продуктами кислого и среднего (липарито-дацито-андезитового) состава; *14* — изопахиты; *15* — границы между областями поднятий различной интенсивности

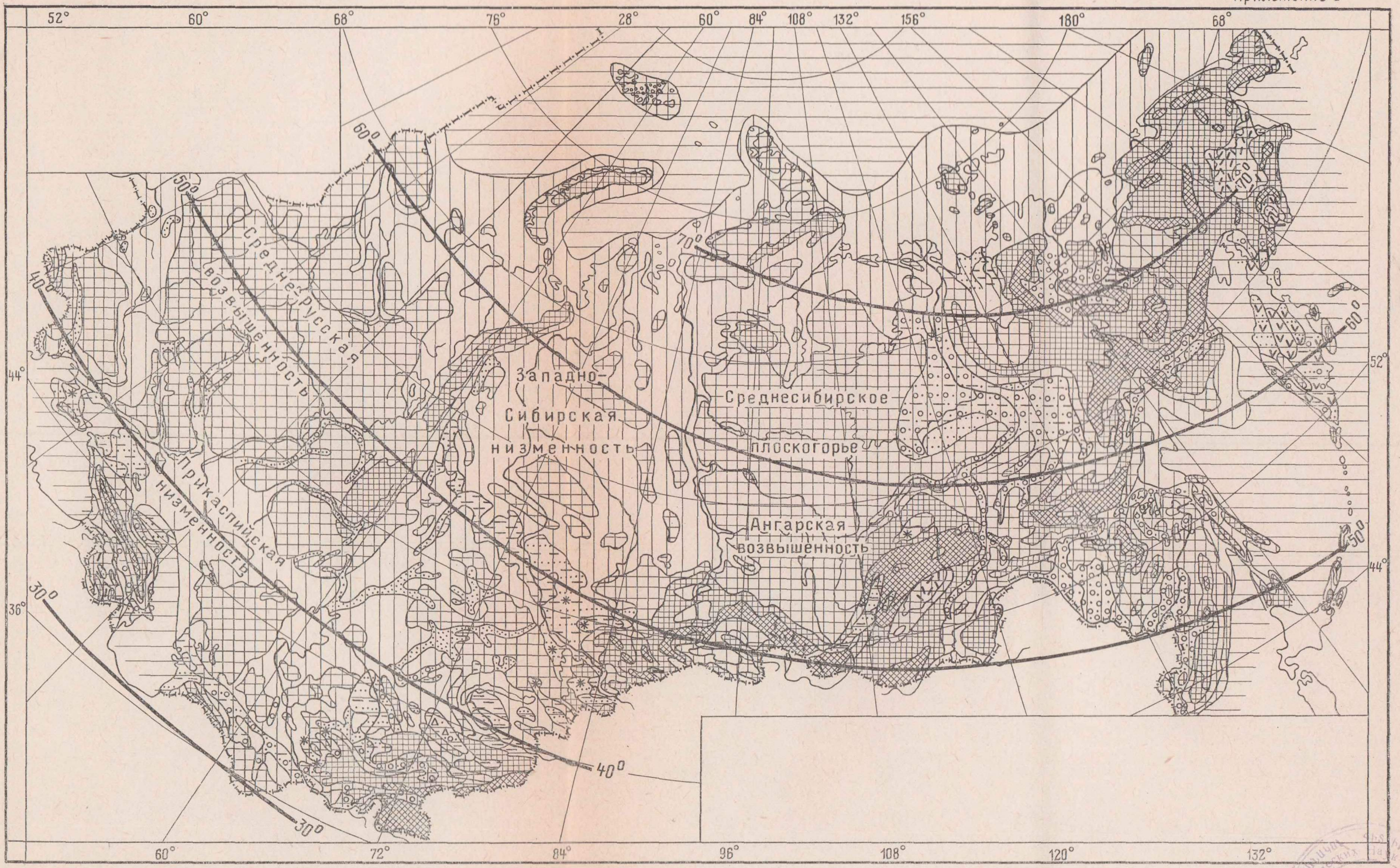
4734



ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА СССР. НЕОГЕНОВЫЙ ПЕРИОД (ПОЗДНИЙ ПЛИОЦЕН)

Условные обозначения см. прилож. 1

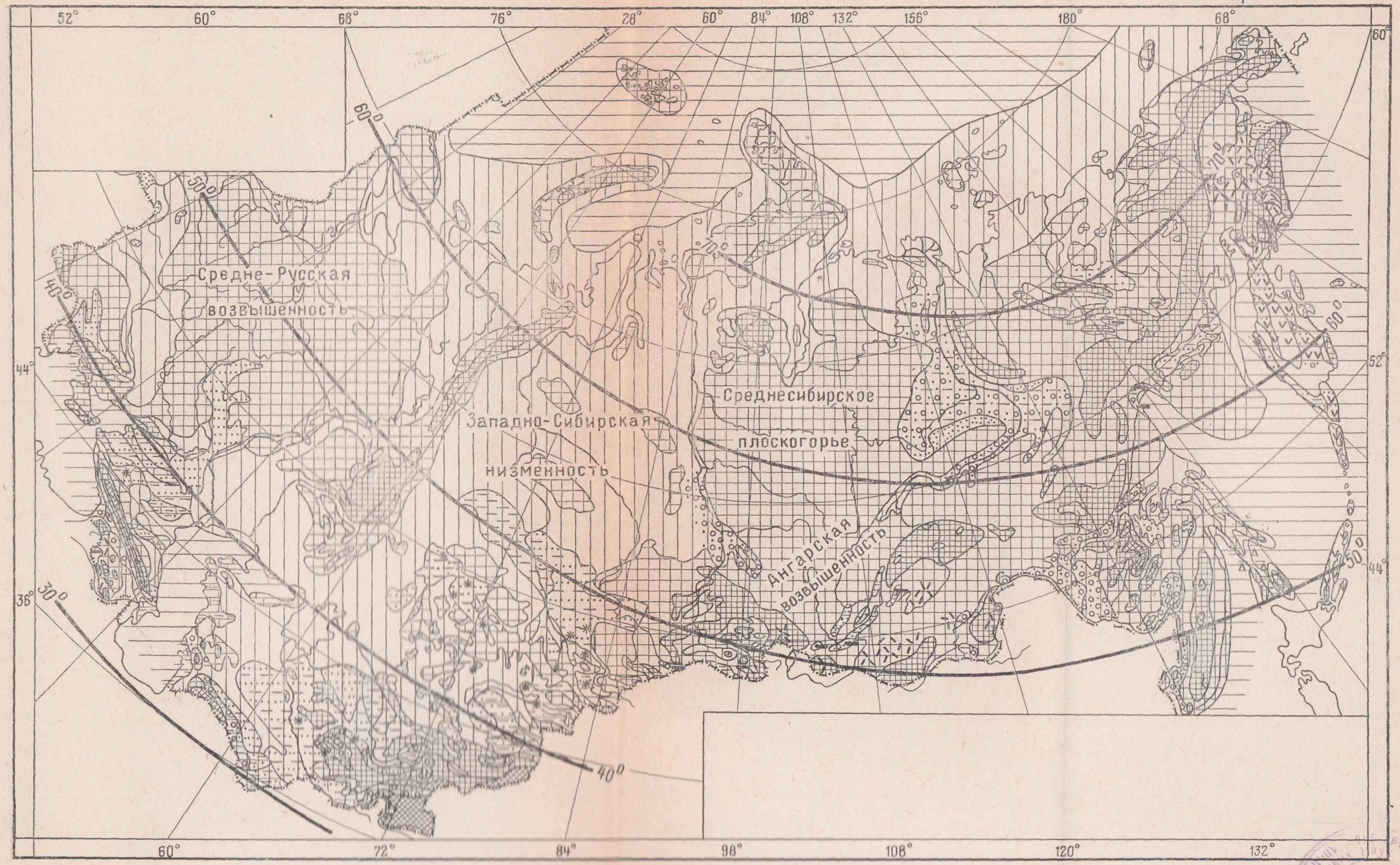
Институт географии АН СССР Библиотека 8738



ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА СССР. НЕОГЕНОВЫЙ ПЕРИОД (СРЕДНИЙ ПЛИОЦЕН)

Условные обозначения см. прилож. 1

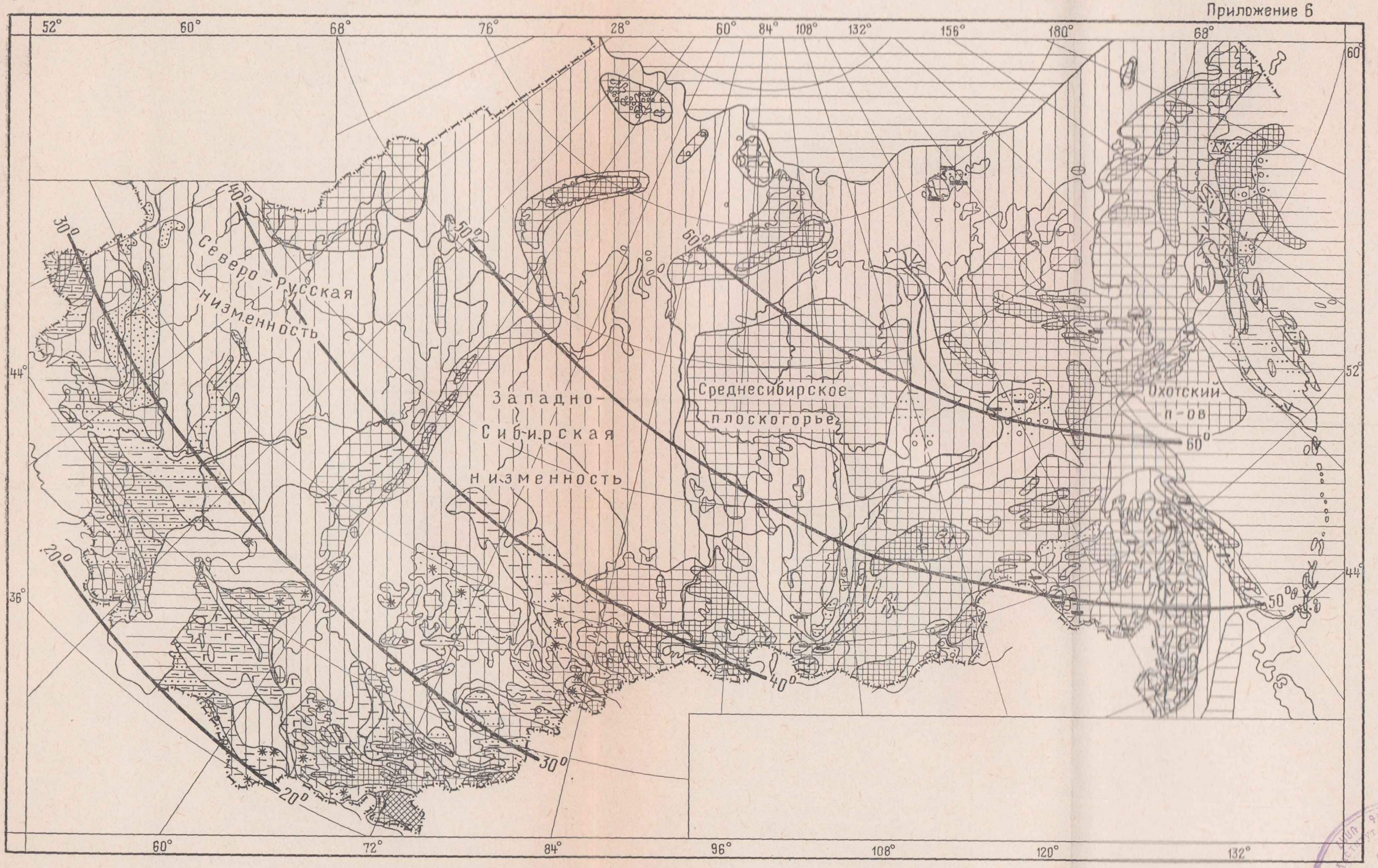
Геологический архив 4734



ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА СССР. НЕОГЕНОВЫЙ ПЕРИОД (РАННИЙ ПЛИОЦЕН)

Условные обозначения см. прилож. 1

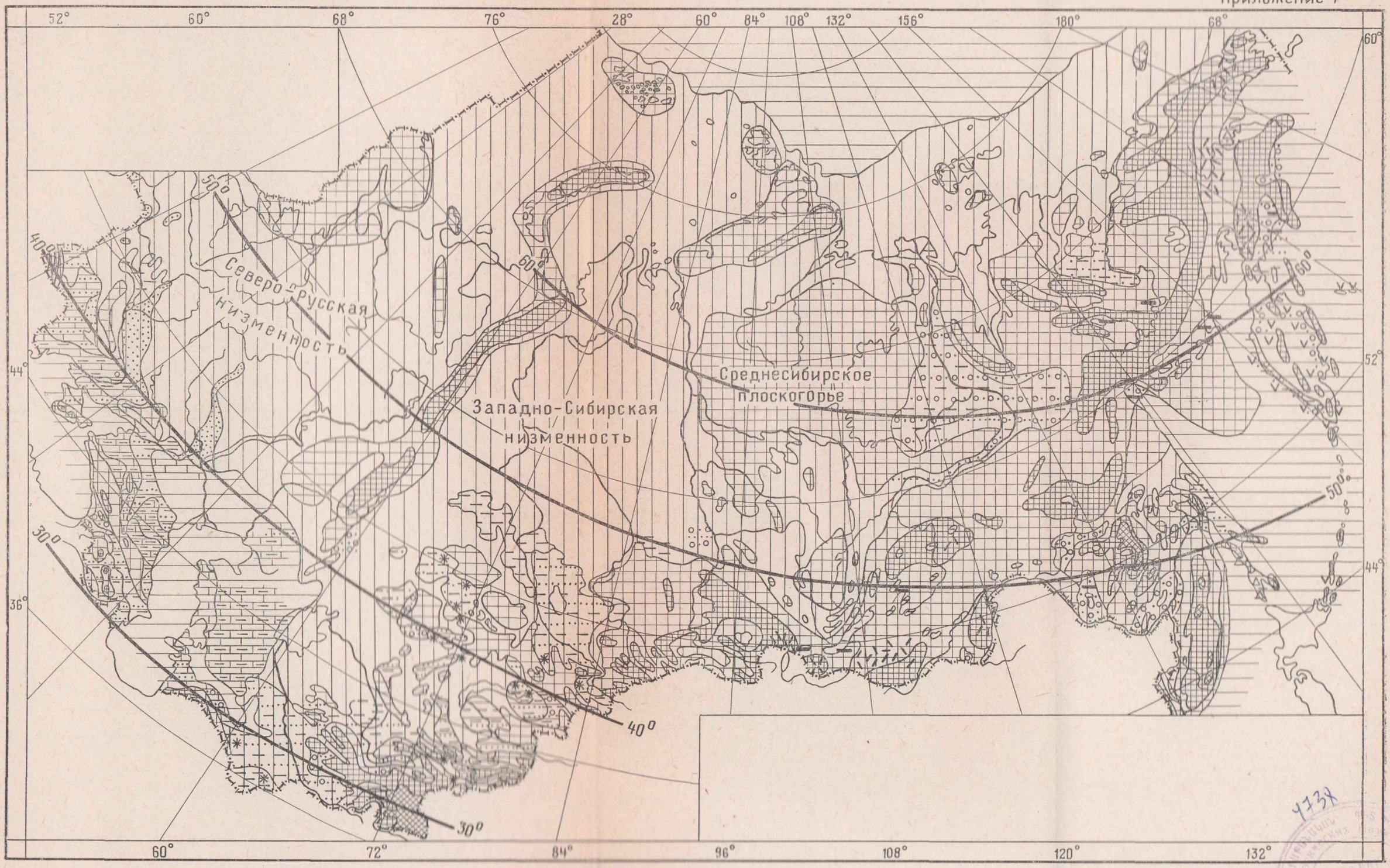
Библиотека Геологического института АН Арм.ССР 4732



ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА СССР. НЕОГЕНОВЫЙ ПЕРИОД (СРЕДНИЙ МИОЦЕН)

Условные обозначения см. прилож. 1

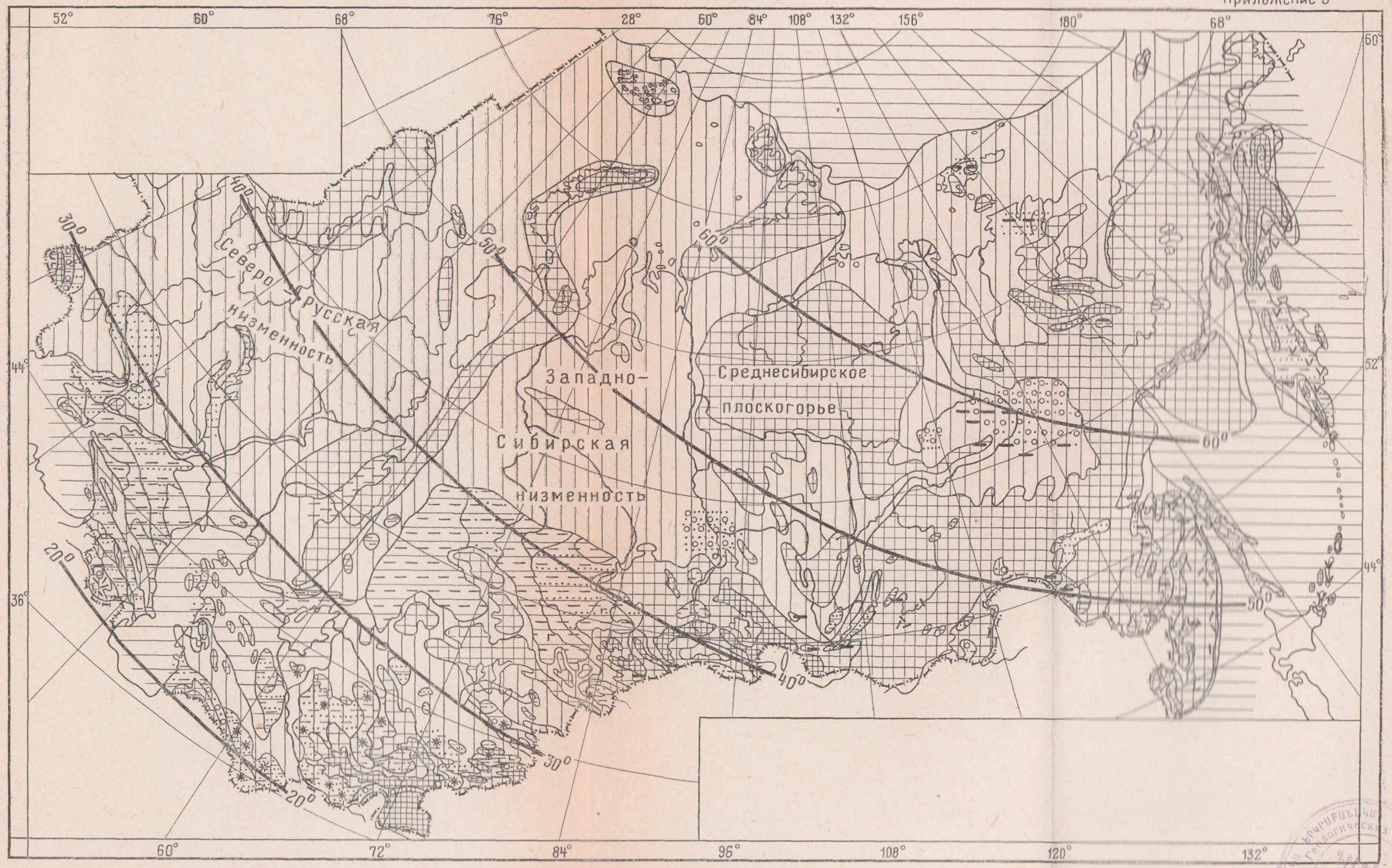
Библиотека Ин-та Геологии



ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА СССР. НЕОГЕНОВЫЙ ПЕРИОД (ПОЗДНИЙ МИОЦЕН)

Условные обозначения см. прилож. 1

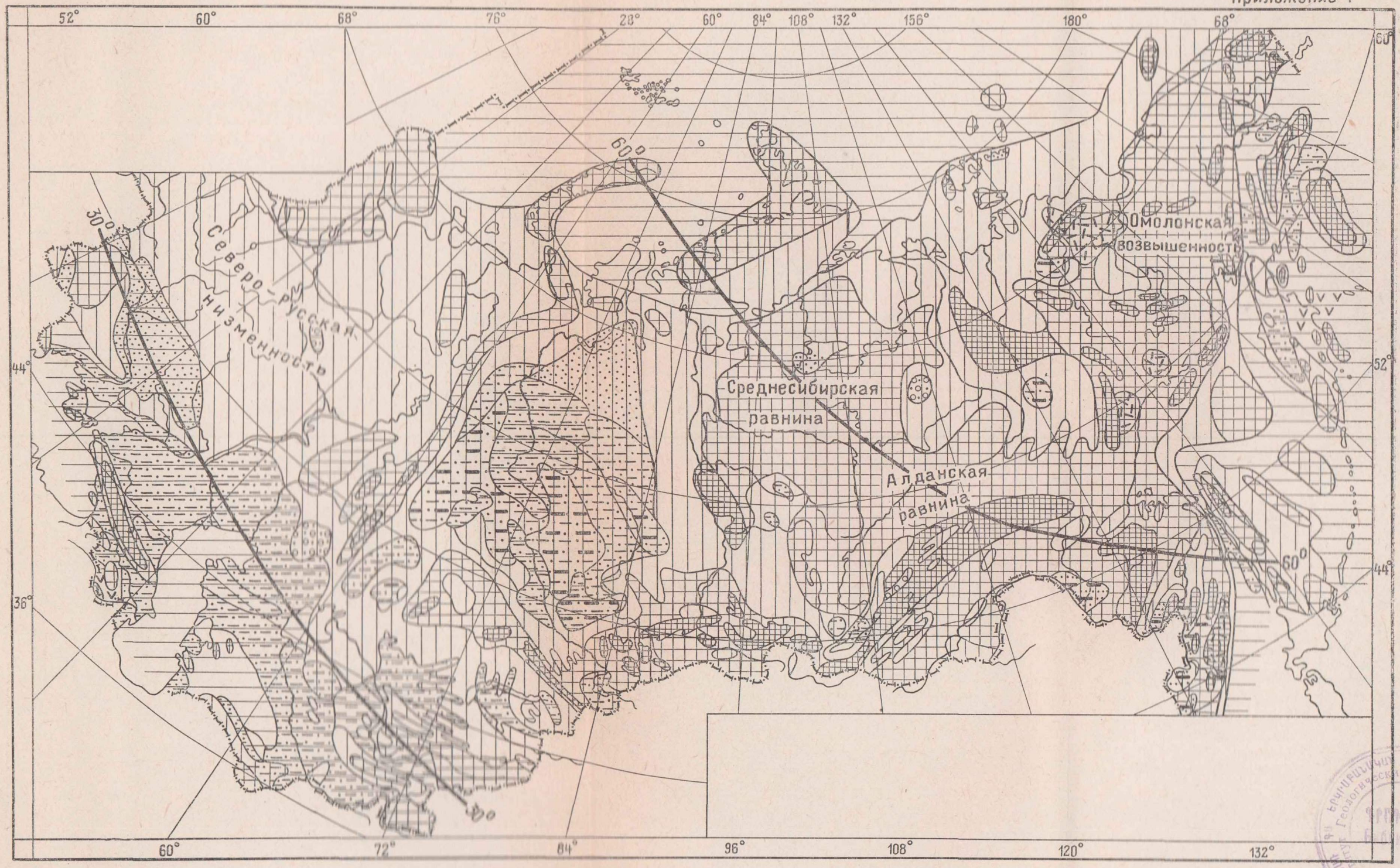
4738



ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА СССР. НЕОГЕНОВЫЙ ПЕРИОД (РАННИЙ — НАЧАЛО СРЕДНЕГО МИОЦЕНА)

Условные обозначения см. прилож. 1

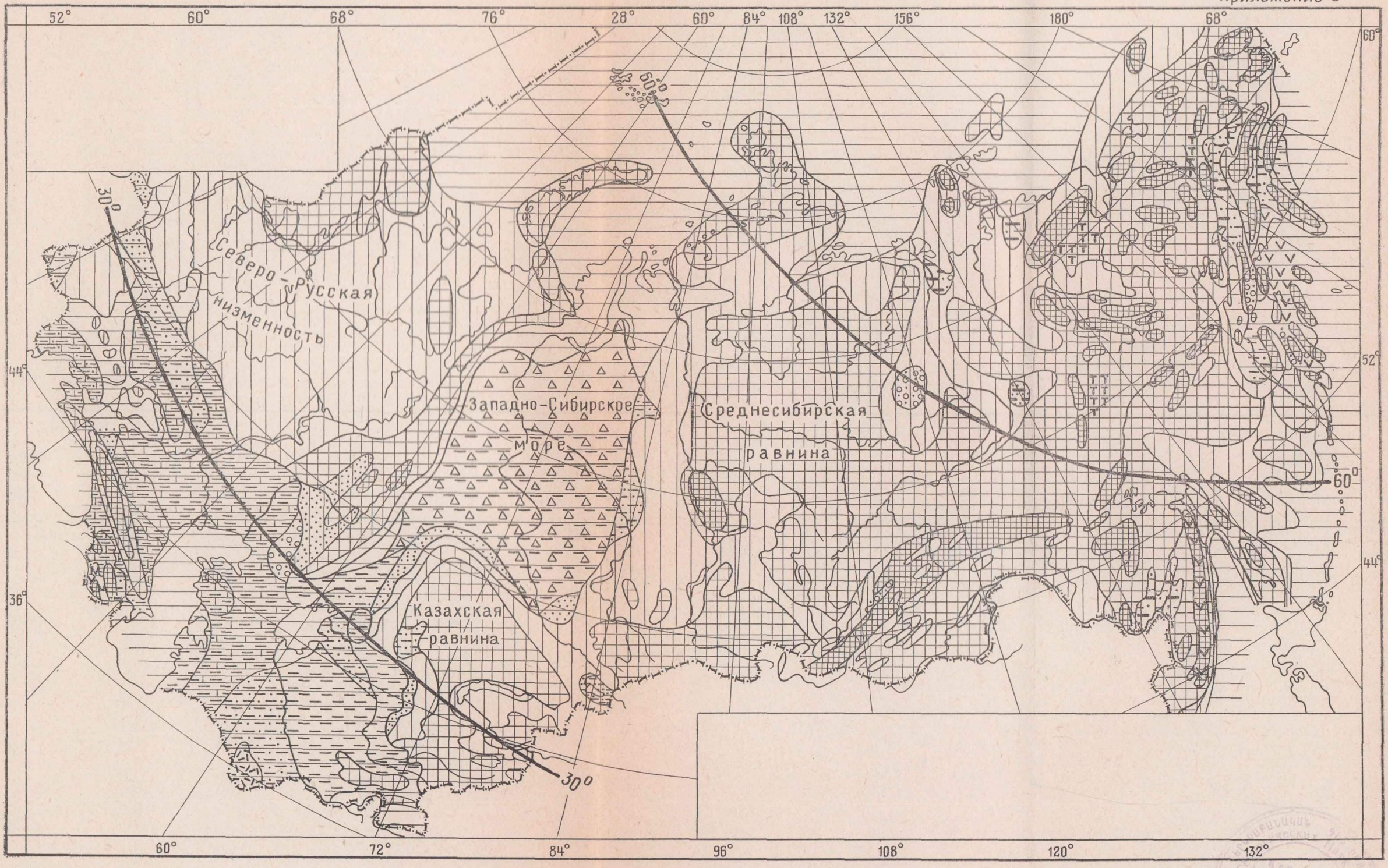
Библиотека 4734



ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА СССР. ПАЛЕОГЕНОВЫЙ ПЕРИОД (ОЛИГОЦЕН)

Условные обозначения см. прилож. I

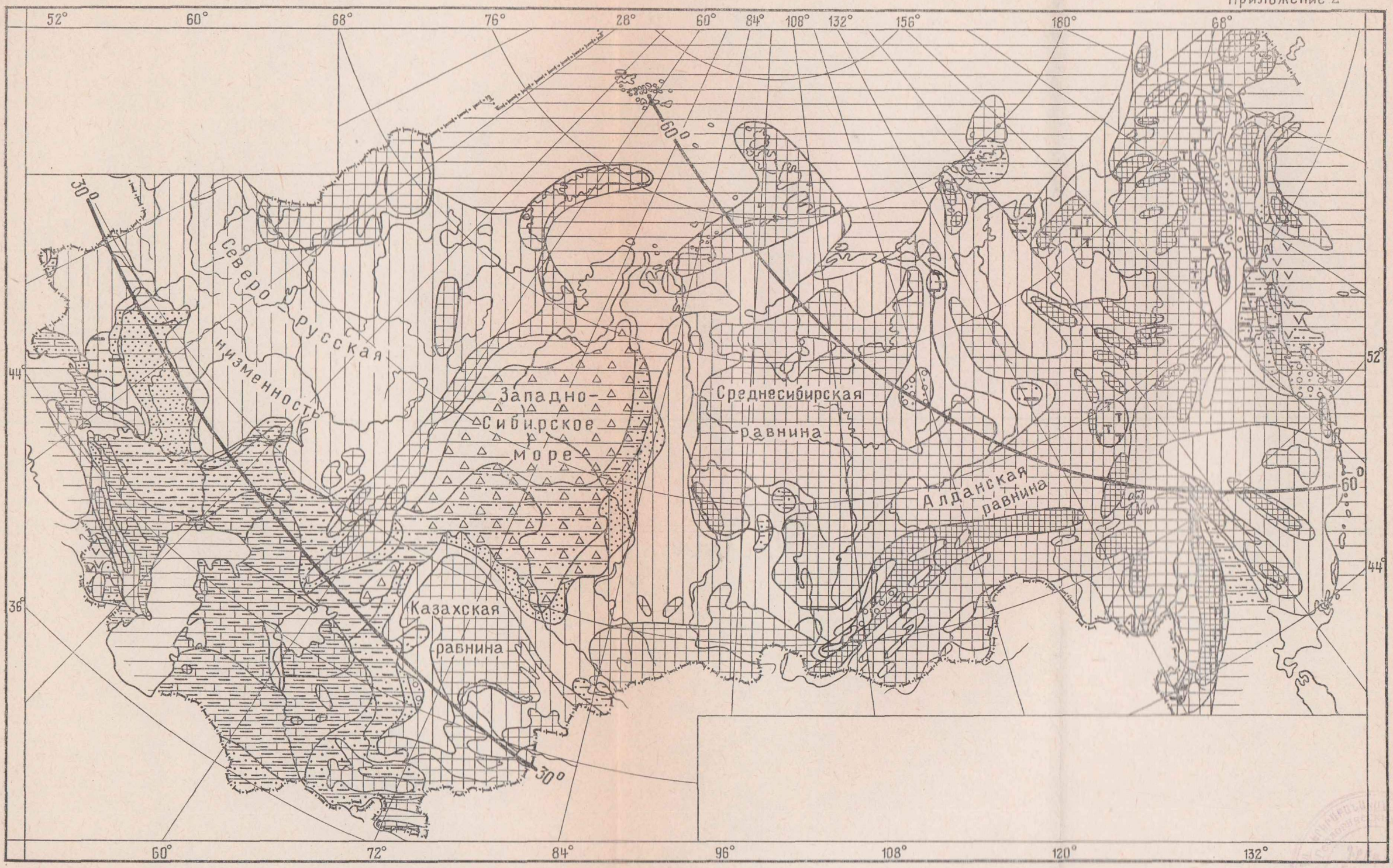
Библиотека Геологических Наук



ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА СССР. ПАЛЕОГЕНОВЫЙ ПЕРИОД (ПОЗДНИЙ ЭОЦЕН)

Условные обозначения см. прилож. 1

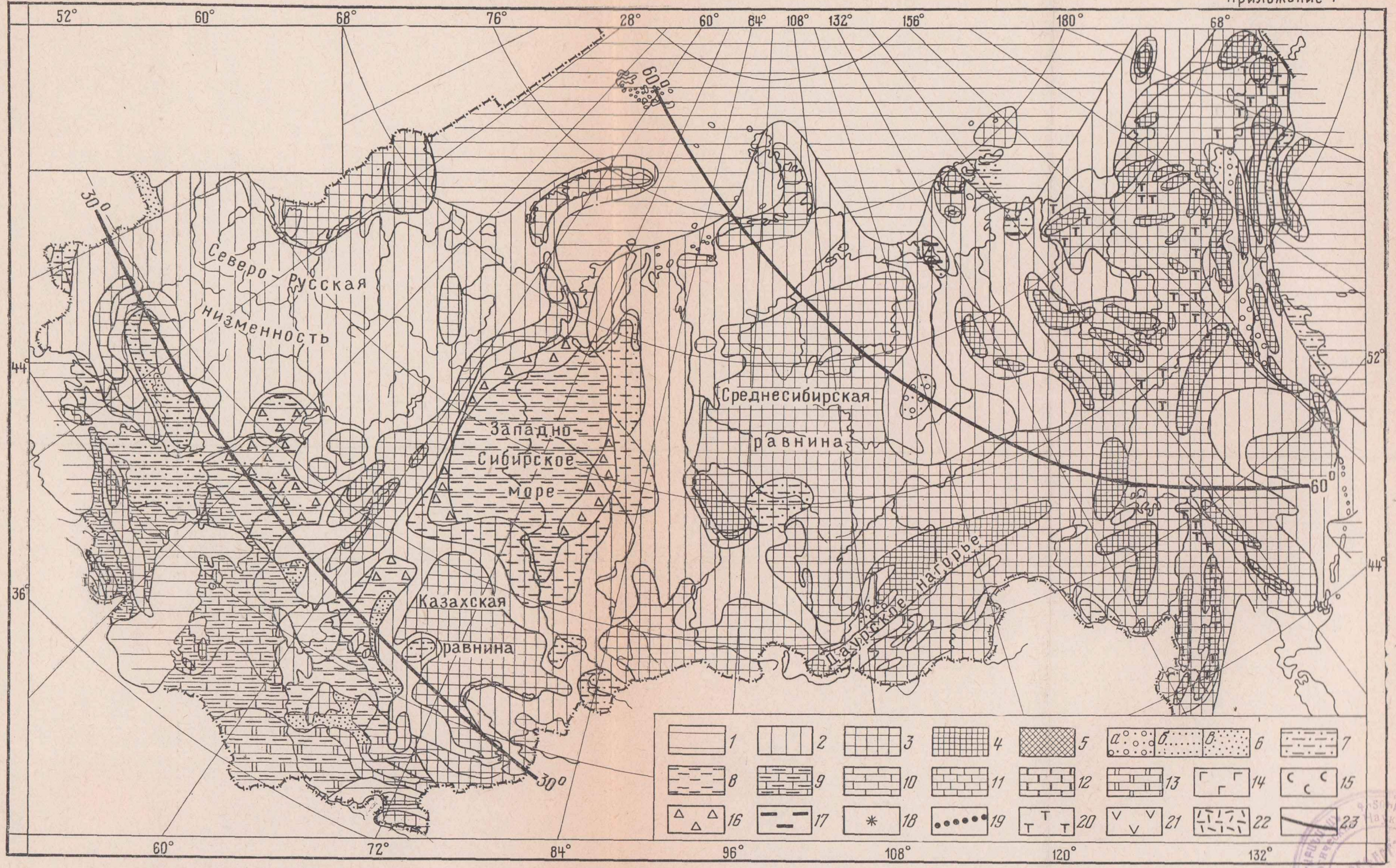
4734



ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА СССР. ПАЛЕОГЕНОВЫЙ ПЕРИОД (РАННИЙ И СРЕДНИЙ ЭОЦЕН)

Условные обозначения см. прилож. 1

4734



ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА СССР. ПАЛЕОГЕНОВЫЙ ПЕРИОД (ПАЛЕОЦЕН)

Условные обозначения к прилож. 1—10

1 — море, в том числе засоленные и крупные опресненные водоемы; *2* — равнины, в том числе временно заливавшиеся морем, озера; *3* — холмистые равнины, плато, нагорья, возвышенные равнины; *4—5* — горы (*4* — низкие, *5* — высокие); *6* — галечники и пески (*а*), пески, чередующиеся с другими породами (*б*), пески (*в*); *7* — алевриты, песчанистые глины и глинистые пески; *8* — глины; *9* — мергели, глинистые известняки; *10* — известняки; *11* — мел; *12* — битуминозные известняки; *13* — доломиты; *14* — гипсы; *15* — соли; *16* — кремнистые породы; *17* — торф и угли; *18* — красноцветные породы; *19* — барьерные рифы; *20* — районы преимущественно наземной платформенной вулканической деятельности с продуктами траппового типа; *21* — районы преимущественно подводной геосинклинальной вулканической деятельности с продуктами основного и среднего (базальто-андезитового) состава; *22* — районы преимущественно наземной орогенной вулканической деятельности с продуктами кислого и среднего (андезито-дацито-липаритового) состава; *23* — палеомагнитные широты

1738