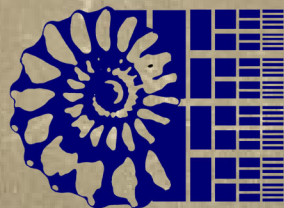


Н. А. Ясаманов

ЛАНДШАФТНО-
КЛИМАТИЧЕСКИЕ
УСЛОВИЯ ЮРЫ, МЕЛА
И ПАЛЕОГЕНА
ЮГА СССР



<http://jurassic.ru/>

Н. А. Ясаманов

ЛАНДШАФТНО-
КЛИМАТИЧЕСКИЕ
УСЛОВИЯ
ЮРЫ, МЕЛА
И ПАЛЕОГЕНА
ЮГА СССР



Москва «Недра» 1975

Ясаманов Н. А. Ландшафтно-климатические условия юры, мела и палеогена Юга СССР. М., «Недра», 1978. 224 с.

Состав и распространение литогенетических формаций и растительных ассоциаций, анализ фациального состава осадков и комплекса морской фауны, а также палеотермометрические определения химико-аналитическим и изотопным методами как по рострам белемнитов, так и по кальцитовым раковинам двусторчатых моллюсков отдельных веков юрского, мелового и палеогенового периодов Юга СССР позволили установить ландшафтно-климатические условия и динамику их развития. На протяжении юрского, мелового и палеогенового периодов намечаются колебания температур, приповерхностных частей морских бассейнов и воздуха. Особенно резкие изменения в сторону похолодания произошли в конце палеогена. В юрском, меловом и палеогеновом периодах установлено существование умеренно-теплых, субтропических и тропических зон, аридного, переменного-влажного и постоянно-влажного климатов. Для каждой климатической зоны или области характерен определенный тип седиментации, корообразования и набор гипергенных полезных ископаемых. Реконструкции ландшафтно-климатических условий юрского, мелового и палеогенового периодов Юга СССР позволили установить причины формирования латеритных, осадочно-латеритных и осадочных бокситов, осадочных железных руд, фосфоритов, россыпей и кор выветривания различного состава. Определены геологические и палеогеографические причины возникновения месторождений элювиальных, карстовых и осадочных бокситов и намечены стратиграфические уровни и территории, благоприятные для бокситообразования.

Книга рассчитана на широкий круг геологов.

Табл. 5, ил. 23, список лит.— 164 назв.

Одним из важнейших факторов географической среды является климат, который оказывает огромное влияние на состав растительного и животного мира и течение гипергенных процессов. Знание основных параметров и реконструкция древней климатической зональности уточняют и расширяют научную базу прогнозирования полезных ископаемых осадочного происхождения, в формировании которых важнейшую роль играл климат.

Палеоландшафтные и палеогеографические исследования имеют огромное значение не только для реконструкции условий формирования осадочных полезных ископаемых, но и позволяют наметить районы, перспективные для их поисков, и правильно ориентировать поисково-разведочные работы.

Коры выветривания возникают во вполне определенных ландшафтах и при соответствующих параметрах климата, от которых наряду с составом материнских пород зависит концентрация того или иного рудного элемента. Значительное число месторождений возникает в непосредственной близости от кор выветривания (переотложенные бокситы, железные и марганцевые руды и т. д.). Их формирование зависело от климата, рельефа, характера денудации и условий осадконакопления. Наивысшие концентрации глинозема тяготеют к районам с латеритными корами выветривания. Одним из обязательных условий образования кор выветривания с латеритным профилем является существование низменного пенепленизированного рельефа с лесной растительностью, исключаяющей перемещение обломочного материала на большое расстояние в зоне влажного тропического климата. Этот климат благоприятствует глубокой химической переработке горных пород.

Выяснение ландшафтно-климатического положения мезозойских и кайнозойских бокситов в СССР и установление в том или ином регионе благоприятных условий для бокситообразования и дальнейшего сохранения бокситовых залежей позволяет более целенаправленно ориентировать поисковые работы.

До сих пор неполностью выяснена климатическая приуроченность железных и марганцевых руд. Неизвестно, при каких параметрах климата и в каких ландшафтных обстановках происходит концентрация железа и марганца в корях выветривания, их вынос, распределение и концентрация в процессе химической дифференциации.

Важное значение приобретают палеоклиматические исследования для выяснения генезиса и условий локализации фосфори-

тов, горючих сланцев, каолинов, россыпей, благородных металлов и других гипергенных полезных ископаемых.

При этом необходимо знать распределение климатических зон и основные параметры климата для наиболее коротких промежутков геологического времени, так как все рудные залежи сосредоточены в узких стратиграфических интервалах.

Однако при использовании палеоклиматических данных с целью прогнозирования месторождений полезных ископаемых осадочного происхождения той или иной территории исследователи обычно обращаются к региональным и глобальным работам Н. М. Страхова (1962, 1963) и В. М. Сеницына (1965, 1966). В них обоснование древних климатов предлагается для больших отрезков времени (эпохи или периоды), хотя, как известно, климатические условия изменяются неоднократно в течение даже одного века.

Ссылки на климатические условия, как правило, имеются в работах палинологов, но с употреблением лишь качественных понятий, что никак не может нас удовлетворить при выяснении климатических условий образования гипергенных полезных ископаемых. Однако даже такая качественная характеристика не может считаться строго обоснованной, так как древние климаты палеофитологи и палинологи устанавливают по распределению растительных остатков и реже сообществ и не могут учитывать литологические критерии.

Специальные палеоклиматические исследования, за исключением территории Западно-Сибирской низменности (Гольберт и др., 1968) и Западной и Средней Сибири (Ясаманов, 1976) не проводились.

Объектом исследований выбрана территория юга Восточно-Европейской платформы, Туранской и Урало-Сибирской молодых платформ, южных районов Сибирской платформы, Карпат, Крыма, Кавказа и Средней Азии. Именно на этой территории к юрским, меловым и палеогеновым отложениям приурочены многие месторождения гипергенных полезных ископаемых. Реконструкция климатической зональности отдельных веков юрского, мелового и палеогенового периодов и знание характерных особенностей климата позволят не только разрешить ряд вопросов научного плана, в том числе выяснить климатическую приуроченность осадочных полезных ископаемых, эволюцию климатов и находящееся в тесной зависимости от них развитие органического мира, характер денудации и аккумуляции, но также будут способствовать разработке рациональных методик оценки перспективности территорий на тот или иной вид минерального сырья.

Изображенная на палеоклиматических картах зональность является схематизированной, так как границы климатических областей и тем более зон несомненно имели более извилистые очертания. Кроме того, в пределах той или иной крупной климатической зоны или области в силу ряда палеогеографических причин (близость или удаленность от моря, наличие ветров, разнообразных

физических преград и т. д.) создавались своеобразные микроклиматы. Вполне естественно, что они не могли быть учтены при работе такого масштаба, где главной целью являлось установление климатической зональности на большой территории. Выяснение детальных ландшафтно-климатических особенностей отдельных районов СССР является делом будущего.

Проведение палеоклиматических исследований в настоящее время немыслимо без выяснения палеогеографических особенностей развития территории и реконструкции древних ландшафтов. Крупные ландшафтные области, такие как низменные и возвышенные денудационные равнины, плато, горные массивы, озерно-аллювиальные, озерно-дельтовые, аллювиально-дельтовые низменности с сетью речных долин с присущим им растительным покровом, а также соленость и глубина морских бассейнов устанавливаются при формационном и фациальном анализе осадочных пород. С их помощью можно определить принадлежность к той или иной ландшафтной обстановке рудных районов или группы месторождений.

СОВРЕМЕННАЯ КЛИМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ЗЕМЛИ И ФЛОРИСТИКО-ФАУНИСТИЧЕСКИЕ ОБЛАСТИ

Наиболее устойчивыми во времени элементами климата являются общая система воздушной циркуляции и основные географические типы климатов (Синицын, 1967; Борисов, 1975).

Основные закономерности, выявленные при изучении современного климата, могут быть с успехом распространены на климаты древних эпох и определенным образом использованы для их реконструкции. Лишь по аналогии с современными параметрами климата и климатическим районированием можно составить представление о характере климатов прошлого и проследить их изменения во времени.

Геологические и палеонтологические материалы допускают надежную реконструкцию климата лишь для наиболее общих географических типов климата, отраженных в длительно существующих ландшафтных обстановках и в биогеографической зональности. Это касается сравнительно близких отрезков геологического времени, для которых с определенными коррективами можно использовать метод аналогия. Однако при значительном удалении в геологическую историю достоверность многих палеонтологических, особенно палеоботанических данных постепенно уменьшается в связи с происходившими эволюционными изменениями организмов и приспособлением их к изменяющейся внешней среде. Это резко ограничивает возможность прямого использования органических остатков по аналогии с современными.

Различное сочетание климатообразующих факторов и ландшафтных обстановок создает целую серию разнообразных климатов. Наиболее общими из них являются океанические и континентальные климаты. Причем в зависимости от рельефа местности и растительного покрова микроклиматы почвы и приземного воздуха резко отличаются от климата свободной атмосферы.

Классификации современного климата Земли многочисленны, основываются на различных исходных материалах и преследуют разные цели, но главными являются температурный фактор и годовое количество атмосферных осадков.

Основные климатообразующие факторы современной эпохи отражаются на растительном покрове и животном мире, а также на литологическом составе осадков. Наиболее устойчивым в геологической истории Земли являлся радиационный режим, что связано с астрономическими условиями существования Земли. Подав-

ляющее число астрономов считают, что поток солнечной радиации, достигающий верхней границы атмосферы, в течение геологического времени не испытывал значительных изменений и ее интенсивность всегда была равной примерно $8,38 \text{ Вт/м}^2$. В прошлые геологические эпохи действовал тот же механизм связи потока солнечной радиации и атмосферы. Часть радиации отражалась, поглощалась или рассеивалась, а часть достигала поверхности Земли. Так же как и в современную эпоху, в древности соотношение отраженной, поглощенной, прямой и рассеянной радиации зависело от облачного покрова и отражающей способности земной поверхности. Последняя варьирует в широких пределах и характеризуется различными величинами в зависимости от наличия снежного покрова, высоты и состава растительности, состава горных пород, оголенности суши, площадью водной поверхности и т. д.

Существенные коррективы при распределении температур и атмосферных осадков вносят морские течения.

Палеоклиматические исследования, базирующиеся главным образом на косвенных показателях климата, часто не дают определенного ответа на интересующие нас количественные значения главных элементов климата — температуру, влажность и годовое количество атмосферных осадков. Исключение составляют лишь палеотермометрические определения по раковинному веществу морских беспозвоночных организмов.

Геологические показатели древнего климата отражают лишь усредненную совокупность всех элементов климата исследуемого отрезка времени. Ввиду того, что представления о характере древних климатов основаны на аналогии с современными, пределы применимости каждой группы геологических показателей (литологические, геохимические, геоморфологические, палеонтологические) имеют свои границы, зависящие от скорости эволюции и приспособления к внешним условиям. Наиболее консервативными в этом отношении являются литологические и геохимические признаки. Органический мир в течение геологической истории быстро эволюционировал и дифференцировался. К изменениям внешней среды, в том числе и к климатическим, организмы порой приспособлялись, вырабатывая определенные морфо-анатомические свойства. Это в конечном итоге приводило к существованию реликтовых форм в совершенно чуждом для них климатическом режиме. Однако, если при палеоклиматических исследованиях оперировать не отдельно взятыми организмами, а их сообществами, то оказывается, что они сравнительно чутко реагировали на изменения внешней среды.

Так как сущность одного из основных принципов палеоклиматических исследований заключается в выявлении зависимости фаунистических сообществ и растительных ассоциаций от климата, то необходимо на материале современной эпохи установить эти взаимоотношения.

В основе климатического районирования Земли лежит разделение территории на пояса, зоны и области с примерно одинаковыми

средними температурами и влажностью. Современные климатические границы не совпадают с географическими широтами и даже не всегда огибают земной шар. Районирование проводится или по климатическим признакам (температурные условия, сумма атмосферных осадков) по системе В. Кеппена (1931), или по комплексу климатических характеристик и по особенностям общей циркуляции атмосферы (по системе Б. П. Алисова).

В. Кеппен (Köppen, 1931) выделяет 5 климатических поясов, огибающих земной шар: тропический, два полярных и два промежуточных. Кроме того, к ним добавляются еще три пояса, имеющих локальное развитие: два засушливых и бореальный лесной. Дальнейшая детализация климатической зональности В. Кеппена осуществляется путем деления климатических поясов на области с различным режимом увлажнения.

В тропическом поясе средняя температура самого холодного месяца всегда выше $+18^{\circ}\text{C}$. В субтропическом температура воздуха не падает ниже -20°C , а средняя температура самого холодного месяца колеблется между $+18^{\circ}\text{C}$ и -3°C . В умеренно-теплом поясе температура не падает ниже -35°C , а средняя температура самого холодного месяца колеблется от -3° до -10°C . Умеренно-холодный пояс характеризуется колебаниями температур самого холодного месяца между -10° и -30°C , но никогда не падает ниже -45°C . В холодном поясе температуры воздуха часто падают ниже -45°C , а самого теплого месяца — всегда ниже $+15^{\circ}\text{C}$.

Учитывая главным образом две координаты — термический режим и характер распределения растительного и животного мира — можно выделить современные ландшафты, являющиеся по сути дела экосистемами в широком смысле, т. е. без учета таксономической принадлежности.

Распределение влажности воздуха и общее количество атмосферных осадков в тропическом поясе весьма разнообразно, и в зависимости от этого выделяются зона дождевых тропических лесов (гилей), зоны муссонных лесов, саванн и саваннных лесов, мангровых зарослей и пустынь.

Для зоны тропических дождевых лесов свойственно богатство видами вечнозеленых деревьев, эпифитов и лиан. На поверхности почвы (если лес не изрежен) полумрак, растут только тенелюбивые формы — некоторые виды папоротников, бегонии и мхи. Однако в тех местах, где имеются прогалины, флора нижних ярусов очень богата. Они быстро зарастают древесным молодняком и кустарниковыми и не остается места для трав. По данным И. Ньюбиджена (I. Marion Newbigin, 1936) и П. Ричардса (1961), в тропическом влажном лесу, как это ни парадоксально, имеются большие затруднения в снабжении почвы и растений подлеска водой. Листья деревьев приспособлены к использованию дождевой воды, и около 30% атмосферных осадков задерживается кронами деревьев. Учитывая тот факт, что приблизительно 20—40% осадков испаряется, оказывается, что поверхности почвы достигает сравни-

тельно мало атмосферных осадков. Под влажными тропическими лесами развиты красно-желтые ферраллитные почвы (sols ferrallitiques). Несмотря на значительное поступление органических остатков (более 25 000 кг/га, по Л. Е. Родину и А. К. Базилевич, 1965), минерализация их происходит быстро и лесная подстилка отсутствует. Содержание гумуса в верхнем почвенном горизонте составляет 1,5—2,5%. Сравнительно реже встречаются красно-желтые альферритные почвы (sols faiblement ferrallitiques), а в сильно увлажненных низменных участках развиты черные почвы.

Тропический дождевой лес распространен в Палеотропической, Неотропической и Полинезийской флористико-фаунистических областях и в небольшой части Австралийской. В зависимости от экологического состава в пределах тропического дождевого леса выделяются подобласти (Ярошенко, 1975).

Тропические муссонные леса приурочены к муссонному климату и существуют в условиях периодического увлажнения. Переходными природными зонами в тропическом термическом поясе от ландшафтов гилей к пустыням являются ландшафты саваннных лесов и саванн, для которых в отличие от муссонных лесов характерна летняя засуха с возрастающей продолжительностью от саваннных лесов к саваннам.

Современные саванны в большинстве случаев являются вторичными, так как образовались на месте саваннных лесов после их вырубки или пожаров. Примером служат саванны Западной Африки (эфиопская подобласть Палеотропической области). Годовое количество осадков колеблется от 400 до 1500 мм с крайне неравномерным распределением по сезонам, причем годовое количество атмосферных осадков более 1200 мм свойственно вторичным саваннам (Ярошенко, 1975).

Красно-желтые и красные альферритные почвы являются переходными между ферраллитными и ожелезненными феррсиалитными почвами саванн и характерны для муссонных и саваннных лесов. В почве отсутствуют свободные гидроокислы алюминия, а содержание гумуса возрастает до 5—10%.

В зависимости от степени увлажнения и состава материнских пород в саваннах распространены различные почвы. Во влажных частях господствуют красные ферраллитные и альферритные почвы тропических редколесий и высокотравных саванн, а также коричневатокрасные альферритные почвы тропических ксерофитных лесов. В сухих областях развиты красно-бурые, преимущественно ферритизированные почвы сухих саванн, сменяющиеся по мере увеличения продолжительности сухого периода красно-бурыми почвами опустыненных саванн. В почвах накапливаются кремнезем, карбонаты кальция, хлориды и сульфиты. Сиаллитная или сиаллитно-карбонатная, ферритизированная кора выветривания элювиальных ландшафтов сочетается с монтмориллонитовой. Несмотря на сиаллитный характер выветривания, многие почвы хорошо дренированных элементов рельефа имеют красный цвет,

вызванный дегидратацией окислов железа при нагревании почв в жаркие и сухие сезоны.

Субтропический термический пояс является переходным от тропического к умеренно-теплому. В зависимости от количества атмосферных осадков и режима их выпадения выделяются влажные, средиземноморские, муссонные, снежные и сухие субтропики. Лесная растительность состоит из смеси вечнозеленых, листопадных и хвойных пород деревьев и вечнозеленых кустарников. Влажные субтропики охватывают южную часть Черноморского побережья Кавказа, острова Японии, юго-восточную часть США, юго-восток Капской области, ряд районов Южной Америки, юг Австралии и Новую Зеландию. Характерными почвами влажных субтропических лесов являются красноземы, но нередко встречаются интразональные перегнойно-карбонатные.

Средиземноморские субтропики отличаются от влажных резко выраженной летней засухой при общем годовом количестве осадков от 600 до 1200 мм. Характерной растительностью являются густые заросли вечнозеленых жестколистных кустарников (ладанник, фисташка, лавр, дикие маслины). Из хвойных распространены сосна, можжевельник, кедр. На склонах, лишенных сплошного почвенного покрова, встречаются сообщества мелких узколистных ксерофильных кустарников. Это такие типы растительного покрова, как гарига (преимущественно из вечнозеленых форм), фригана (разнообразные ксерофиты с участием растений-подушек) и томилляры (преобладание пахучих губоцветных) (Ярошенко, 1975). Средиземноморский климат характерен не только для побережья и островов Средиземного моря, но и для Южного берега Крыма, Талыша, центральных и восточных районов Калифорнии, для юго-запада Капской области и южной половины Австралии.

Муссонным субтропикам свойственна высокая влажность в теплое время года и засушливость — в холодное. Это сочетание вызвано муссонными ветрами, дующими летом с океана, а зимой — с сухих областей континента. Для муссонных субтропиков характерны араукариевые леса и субтропические степи — пампасы. Последние отличаются от саванн не только отсутствием деревьев, составом почвы, но и сезонной ритмикой.

Снежные субтропики располагаются на юге Сахалина и на южных островах Курильской гряды. Мощный и устойчивый снежный покров создает благоприятные условия для перезимовки ряда субтропических растений, таких как бамбук, падуб, листопадная магнолия и др.

Сухие субтропики с годовой суммой атмосферных осадков менее 400 мм смыкаются с тропическими. Для них характерны ландшафты полупустынь и пустынь, которые в зависимости от субстрата подразделяются на песчаные, каменистые, глинистые, солончаковые.

В умеренно-теплом термическом поясе сосредоточены климаты с мягкой зимой, но недостаточно теплым летом, с суровой зимой, но жарким и продолжительным летом, а также с умеренно-хо-

лодной зимой и с умеренно-жарким летом. В состав умеренно-теплого термического пояса входят следующие ландшафты: зона широколиственных лесов, лесостепи, луговые степи, полупустыни и пустыни. В зоне широколиственных лесов распространены дубовые, липово-дубовые, дубово-грабовые, дубово-грабово-буковые леса, в лесостепных — ксерофильное разнотравье и буково-дубовые леса, а в луговых степях — ксерофильное разнотравье.

Умеренно-теплый климат имеют районы европейской части Евросибирской подобласти Голарктики (Украина, Предкавказье, нижний горный пояс Большого Кавказа, часть Средней Азии, районы Западной Европы к северу от средиземноморских субтропиков). В северной Америке к умеренно-теплому климату относятся склоны Аппалачей и Сьерры-Невады (Мадреанская подобласть Голарктики), а в Южной Америке — южная часть зоны пампасов в Аргентине и прилегающие районы Чили. Почвы умеренно-теплого климата черноземные, черноземовидные, каштановые, суглинистые и песчаные.

К умеренно-холодному термическому поясу относится значительная часть Евросибирской и Восточноазиатская подобласти Голарктической области. Природными зонами ее являются зона смешанных лесов и лесостепи. В зоне смешанных лесов растут ель, дуб, липа, сосна, береза, осина, резко преобладают умеренные виды в травянисто-кустарниковом покрове по сравнению с умеренно-теплой зоной. Почва этой зоны подзолистая и суглинистая. Лесостепи отличаются от умеренно-теплых тем, что вместо дубовых в них произрастают березовые. Аналогом лесостепей в Северной Америке являются прерии. В Южной Америке умеренно-холодный климат характерен для Патагонии.

Холодный термический пояс или пояс бореального леса, по В. Кеппену, существует только в северном полушарии. Таежная зона является главной и занимает север европейской части СССР, Канаду и южную часть Аляски. Почвы хвойных лесов подзолистые.

Своеобразные высокогорные ландшафты тропиков — парамос свойственны умеренно-холодному климату и располагаются в горах Южной Америки и Африки.

В состав холодного термического пояса входят также субальпийские и альпийские ландшафты, т. е. своеобразные высокогорные степи.

Полярный климат отличается не только суровостью, но и малым количеством атмосферных осадков (200—400 мм). Средние годовые температуры воздуха в северной полярной области варьируют от 0° до 19°С, а средние минимальные температуры воздуха от —32° до —56°С. В Антарктиде значительно холоднее. В северном полушарии полярный термический пояс представлен зонами лесотундры, тундры и арктических пустынь.

Таким образом, каждому термическому поясу соответствуют определенные флористико-фаунистические области, а в зависимости от количества и распределения влажности — природные зоны. Следовательно, для восстановления древних климатов необходимо

ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ ПАЛЕОЛАНДШАФТНЫХ И ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

пользоваться не только теми же или близкими понятиями современной климатической зональности, но и теми же методами, которые используются современной климатологией.

В зависимости от термического режима среди древних климатов выделяются тропический пояс со среднегодовыми температурами выше $+18^{\circ}\text{C}$, субтропический — со среднегодовыми температурами от $+10^{\circ}$ до $+18^{\circ}\text{C}$, умеренно-теплый пояс со среднегодовыми температурами от $+3^{\circ}$ до $+10^{\circ}\text{C}$ и умеренный пояс с температурами ниже $+3^{\circ}\text{C}$. Условность выделения термических поясов древних климатов вполне очевидна.

Одной из задач палеогеографии является выяснение влияния палеоландшафтных условий на тип осадконакопления и образование осадочных полезных ископаемых. Исходя из этого, главное внимание уделяется морфологии поверхности, в пределах которой формируются осадки, и лишь затем целому ряду других факторов, составляющих ландшафт, а именно, растительным сообществам, ассоциациям животного мира, типам почв, климату и т. д.

Л. Н. Ботвинкина, А. В. Македонов и др. (1973) применительно к угленосным формациям предлагают выделять ландшафты различных порядков: ландшафтная область, макроландшафт и элементарный ландшафт. По мнению авторов, термин «ландшафт» без конкретного уточнения остается термином свободного пользования, и ему соответствует понятие «фациальная обстановка».

Необходимо отметить, что выделение ландшафтов различных порядков и их типизация является одной из важных задач палеогеографии. Однако выделение многих элементарных ландшафтов при палеогеографических исследованиях затруднительно. К примеру, такие ландшафты, как пойменное озеро, старица, торфяное болото, при анализе фаций и растительных сообществ не могут быть точно отделены друг от друга, а речное русло, если оно слагается не галечниками, а песчано-глинистым материалом, почти не отличимо от поймы. Выделение элементарных ландшафтов даже для коротких промежутков времени порой невозможно, ввиду того, что они сравнительно быстро развиваются и многократно сменяются (например, многократная смена пойменных ландшафтов в настоящее время необходимо пользоваться понятиями макроландшафт и ландшафтная область).

Наиболее крупными единицами являются аккумулятивные и денудационные ландшафты. Среди последних, по данным палеогеоморфологии и составу коррелятных осадков, выделяются низменные и возвышенные равнинные области, плато и горные ландшафтные области, которые, в свою очередь, по составу растительных сообществ и климату подразделяются на макроландшафты. Аккумулятивные ландшафтные области (моря, крупные озера, прибрежная озерно-дельтовая низменность, озерно-аллювиальная низменная равнина) выделяются по формационным признакам, а макроландшафты — главным образом по фациальной принадлежности осадков, составу растительности и фауны (табл. I).

Таблица 1

Взаимосвязь формаций, фаций, растительных и фаунистических сообществ с ландшафтами

Ландшафтная область	Макроландшафт	Фации, растительные сообщества и фауна	Формации
1	2	3	4
Низменная и возвышенная денудационная равнина, плато	Влажных тропических и субтропических лесов	Комплекс тропической и субтропической вечнозеленой и влаголюбивой растительности	
	Широколиственных лесов	Комплекс широколиственной растительности	
	Хвойных лесов	Комплекс хвойной растительности	
	Смешанных лесов	Комплекс растительности хвойно-широколиственных лесов	
	Лесостепей	Обедненный комплекс древесной растительности с преобладанием травянистых сообществ	
Саванн и саваннных лесов	Саванн и саваннных лесов	Обедненный комплекс тропической древесной растительности с преобладанием ксерофильных форм	
	Полупустынь и пустынь	Растительные сообщества отсутствуют, крайне редко встречаются травянистые ксерофиты	
Озерно-аллювиальная низменная равнина	Озер и болот	Фации временных потоков, песчано-галечная (русовая), глинисто-песчаная (пойменная), песчано-глинистая с пластами угля (пойменная и озерно-болотная), глинистая (озерная)	Угленосная, слабоугленосная, песчано-глинистая полимиктовая, глинистая
	Речных долин	Болотная растительность, гидрофиты, мезофиты	
Прибрежная озерно-дельтовая равнина	Аллювиально-дельтовой равнины	Глинисто-песчаная (дельтовая), угленосная параллическая и лимническая, глинистая (дельтовая).	Глинистая, песчано-глинистая, угленосная
	Дельт, эстуариев, лиманов	Гидрофильная и мезофильная растительность. Пресноводные и солоноватоводные моллюски	

Ландшафтная область	Макроландшафт	Фации, растительные сообщества и фауна	Формации
1	2	3	4
Внутриконтинентальных морей и крупных озер	Соленых бассейнов	Гипсоносная глинистая, доломитовая, соленосная	Эвапоритовая, карбонатно-глинистая, глинистая, песчано-глинистая
	Солоноватоводных бассейнов	Глинистая, глинисто-карбонатная, песчано-глинистая. Солоноватоводная и пресноводная фауна	
Море	Лагун, заливов и мелких морей с повышенной соленостью	Гипсоносная, доломитовая, соленосная, доломитово-известковистая	Эвапоритовая
	Литоральная и сублиторальная части нормально-соленого моря	Карбонатно-рифогенная, известково-рифогенная, известково-глинистая, органогенно-известковая, песчаная, глинистая, песчано-глинистая. Прибрежно морская фауна с толстоственными раковинами, ракушняки. Довольно часто встречаются конгломераты и грубые песчаники	Экстракарбонатная, слабокарбонатная, карбонатно-глинистая, песчано-глинистая, глинистая
	Неритовая и псевдоабиссальная части нормально-соленого моря	Известковая, известково-глинистая, известково-глинисто-песчаная, глинистая, горючих сланцев и битуминозных глин, мела и мелоподобных известняков. Фауна моллюсков с тонкой раковинной. Планктонные и неритовые формы организмов	Экстракарбонатная, слабокарбонатная, карбонатно-глинистая, глинистая, горючих сланцев и битуминозных глин, песчано-глинистая

ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Основным принципом при построении палеоклиматических карт одни исследователи считают литологические критерии, другие важное значение придают данным палеоботаники и палинологии и игнорируют результаты литологии. Действительно, растительный покров тесно связан с климатом и климатические условия находят свое отражение в распространенности растений и в их морфо-анатомических особенностях. Однако палеоклиматические построения, основанные на результатах палеоботанических и палинологических исследований, приводят к существенным искаже-

ниям, так как в ископаемое состояние часто попадают растения различных ландшафтов (возвышенностей, долин, рек, болот и т. д.). Кроме того, растительность хорошо приспосабливается к медленно изменяющимся климатическим условиям, и поэтому о древнем климате надо судить не по отдельным родам и даже семействам, а по растительным ассоциациям, которые сравнительно быстро реагируют на изменения климата (Синицын, 1965, 1966).

При палеоклиматических исследованиях необходим комплексный подход, при котором реконструируемые на основе литологических показателей физико-географические условия должны согласовываться и корректироваться с данными палеозоологии, палеоботаники и палинологии.

Литологические показатели климата

Литологические данные позволяют надежно и порой однозначно решить вопрос о принадлежности той или иной территории к аридной или гумидной климатической области. Литологические критерии палеоклиматов подробно разобраны в работах М. Шварцбаха (1955), Л. Б. Рухина (1959), Н. М. Страхова (1962), В. М. Синицына (1965, 1966, 1967) и др. Однако нельзя переоценивать роль литологических признаков, так как многие из них позволяют определить лишь качественную сторону климата, а значение некоторых осадочных пород как индикаторов климата до настоящего времени остается дискуссионным.

Климатическая принадлежность ряда осадочных образований общеизвестна. Соли, ангидриты, гипсы и доломиты являются показателями жарких аридных условий, а горючие сланцы, угли, фосфориты и продукты корообразования свидетельствуют о теплых влажных условиях.

М. А. Ратеевым (1964) и И. Д. Зхусом (1966) было доказано, что ассоциация глинистых минералов отражает климатическую обстановку. В нивальном климате образуются гидрослюды и хлориды, а для континентальных осадков гумидного климата характерно высокое содержание каолинита. Активизация тектонических движений приводит к появлению гидрослюды и монтмориллонита, так как в этом случае климатическое воздействие на минеральный состав глин оказывается весьма слабым. В зависимости от температурного фактора в гумидных областях встречается различная ассоциация глинистых минералов. Во влажной умеренной зоне образуются монтмориллонит и гидрослюда, а в тропической — каолинит и галлуазит. Но в то же время в морских осадках гумидной области значение каолинита резко падает. Главенствующая роль принадлежит гидрослюдам, монтмориллониту и смешаннослойным образованиям. Влияние климата в этом случае вторично, а ведущая роль принадлежит гидрохимическим особенностям бассейна.

В аридной области образуются гидрослюды, монтмориллонит, палыгорскит и сепиолит, но соотношение их различно в зависимости от ландшафтных обстановок. В континентальных бассейнах

формируются монтмориллонит, палыгорскит и смешаннослойные образования. Наряду с ними встречаются и гидрослюды. Отсутствие или ничтожно малое содержание каолинита в глинистых толщах вызвано слабым проявлением процесса выветривания на континенте. В лагунах накапливается палыгорскит, монтмориллонит и гидрослюда, а в морских условиях — гидрослюдисто-монтмориллонитовая ассоциация.

Минеральный состав песков зависит от тектонического режима и климата. В условиях слабого проявления тектонических движений главенствующая роль при формировании терригенных отложений принадлежит климату. В тектонически активных областях контрастный рельеф способствует физической дезинтеграции пород, их смыву и переносу. На обломочный материал, ввиду кратковременности воздействия климатического фактора, не успевают оказать влияние процессы химического выветривания. При этом формируются полимиктовые пески с большим количеством неустойчивых к выветриванию минералов. В зоне слабого тектонического режима количество и разнообразие неустойчивых к выветриванию минералов уменьшается. На платформах со слабо дифференцированным рельефом механическая дезинтеграция уступает место химическому выветриванию. В случае жаркого и влажного климата в исходных породах неустойчивые минералы разрушаются и в бассейнах осадконакопления формируется олигомиктовый тип терригенных пород. При продолжительном воздействии климатического фактора в условиях влажного и жаркого климата происходит образование мономиктовых разностей. В аридном климате, так же как и при наличии контрастного рельефа, в осадках сохраняется большое количество неустойчивых к выветриванию минералов и накапливаются терригенные осадки полимиктового типа.

Следовательно, коэффициенты мономинеральности и коэффициенты устойчивости, предложенные В. П. Казариновым (1958, 1969), а также палеогеографический коэффициент А. П. Сигова (1969) в тектонически слабо активных областях могут быть использованы при определении зонального типа климата.

Роль формаций в установлении климатической зональности

Основными факторами, определяющими состав формаций, являются климат и тектонический режим (Хаин, 1973; Херасков, 1967). Роль тектонического фактора среди осадков платформ и срединных массивов резко уменьшается и на первый план выдвигается климатический. Поэтому при палеоклиматических реконструкциях особо важную роль приобретает анализ отложений платформенного чехла. В этом случае выделяются литогенетические формации (Синицын, 1965, 1967).

Литогенетические формации различаются между собой по характеру и интенсивности воздействия климата на процессы осадкообразования. Сюда относятся степень переработки пород суб-

Зависимость литогенетических формаций от климатических условий

Климатическая область	Термическая зона	Формации	
		Континентальные	Морские
Аридная	Тропическая и субтропическая	Карбонатная и гипсоносная красноцветная	Эвапоритовая, экстракарбонатная
	Умеренно-теплая	Карбонатная сероцветная	Карбонатно-эвапоритовая
Гумидная, переменнo-влажная	Тропическая и субтропическая	Слабокарбонатная и бескарбонатная красноцветная	Глинистая (каолилитовая, монтмориллонитовая, смешанная), глинистая гипсоносная, глинисто-карбонатная, слабокарбонатная, олигомиктовая
	Умеренно-теплая и умеренная	Пестроцветная глинистая, слабоугленосная	
Гумидная, постоянно-влажная	Тропическая и субтропическая	Глинистая каолилитовая, песчано-глинистая каолилитовая	Горючих сланцев, кремнистая, олигомиктовая, слабокарбонатная, экстракарбонатная
	Умеренно-теплая и умеренная	Угленосная, мономиктовая и олигомиктовая формации	Глинисто-карбонатная, угленосная, мономиктовая и олигомиктовая формации

страта выветриванием, степень дифференции продуктов выветривания в процессе переноса и аккумуляции, продукты и масштаб аутигенного минералообразования (Синицын, 1967).

Формации аридного климата. Для аридной области характерны обилие солнечной радиации и значительное преобладание испарения над увлажнением. Ввиду недостатка влаги и связанного с этим слабого развития поверхностного стока многие соединения, освободившиеся в процессе термического воздействия на горные породы, не могут мигрировать и остаются на месте. Хлориды и сульфиды, несмотря на свою подвижность, накапливаются в непосредственной близости от места освобождения.

В областях с аридным климатом распространены терригенные образования с большим количеством неустойчивых к выветриванию минералов. Глины монтмориллонитового и гидрослюдистого состава.

Осадконакопление и выветривание происходят либо в слабо нейтральной, либо в щелочной среде, ввиду наличия большого количества освобожденных щелочных и щелочноземельных элементов и отсутствия нейтрализующих их органических веществ. В этих условиях энергично мигрирует кремнезем, широко распространенный вместе с карбонатами как в корях выветривания, так и в осадках аридной зоны. Не меньшим развитием пользуются безводные и слабогидратированные соединения, такие как гематит, ангидрит, некоторые окислы марганца. Ввиду присутствия окислов железа и недостатка органического углерода характерным цветом осадков и продуктов выветривания является пестрый или красный.

Аридной области свойственны специфические наборы фаций. В континентальных условиях при кратковременном, но обильном выпадении атмосферных осадков происходит формирование пролювиальных грубообломочных отложений в виде конусов выноса и селевых потоков. Широко распространены элювиальные осадки, но сравнительно редко встречаются фации озер, русловые и пойменные фации. Большая роль ветра в аридной области способствует накоплению эоловых отложений. Морские бассейны и крупные континентальные водоемы характеризуются повышенной соленостью или сильно насыщены карбонатом кальция. В первом случае происходит осаждение эвапоритов (гипсы, ангидриты, соли), а во втором — известково-доломитовых осадков.

Аридная область в зависимости от температурного режима подразделяется на тропическую, субтропическую и умеренно-теплую зоны. Каждой зоне аридного седиментогенеза, так же как и в целом всей аридной области, соответствует специфический набор литогенетических формаций. Характерными литогенетическими формациями тропической и субтропической зоны являются карбонатная и гипсоносная красноцветная континентальная формация (формация красноцветов, по В. М. Синицыну, 1967), эвапоритовая и экстракарбонатная формации (табл. 2).

Красноцветная формация, в основном, состоит из грубообломочных образований плохой окатанности и сортировки. Преобла-

дают обломки, не подвергшиеся химическому выветриванию, с большим количеством неустойчивых в зоне выветривания минералов. Полностью отсутствуют растительные остатки и гумусовые вещества. Небольшое количество глин слагается гидрослюдами, монтмориллонитом, палыгорскитом и сепиолитом. Осадки сильно известковые и гипсоносные. Цвет формации вызван присутствием большого количества окислов железа.

Эвапоритовая формация является морским аналогом гипсоносной красноцветной. Осадки эвапоритовой формации накапливались в мелких участках морского бассейна, в заливах и крупных лагунах. Периодическое нарушение открытой связи с нормально-соленным морским бассейном, при сильном испарении, способствовало увеличению концентрации солей в мелководье и в лагунах. При этом осаждались соли, гипсы и высокомагнезиальные карбонаты. В условиях переменной солености и высокой температуры морской воды в бассейне обитали лишь теплолюбивые эвригалиты-

ные двустворчатые моллюски и гастроподы. Массовая гибель этих организмов происходила при резком увеличении солености.

В открытых морских бассейнах тропической и субтропической зоны формировались осадки экстракарбонатной формации. Характерной чертой данной формации является высокая концентрация карбонатного вещества. Преобладают хемогенные известняки и доломитово-известковые осадки. Довольно часто встречаются органические и органогенно-обломочные известняки (коралловые, мшанковые, водорослевые, брахиоподовые, фораминиферовые), пользующиеся широким распространением также в тропических зонах гумидной области.

В умеренно-теплой зоне аридной области на континентах распространена красноцветная гипсоносная формация, которая, обладая всеми специфическими чертами красноцветной формации тропической и субтропической зоны, отличается от последней меньшим количеством карбонатов и преобладанием гипса. Бореальным аналогом карбонатных и гипсоносных красноцветов является формация карбонатных сероцветов (Синицын, 1967). Для нее характерен грубый обломочный материал с плохой окатанностью и сортировкой полимиктовый и реже олигомиктовый состав, преобладание неустойчивых к выветриванию минералов над устойчивыми. Глины гидрослюдисто-монтмориллонитового состава. Осадки содержат значительное количество извести и гипса. Количество гумусовых веществ ничтожно. Преобладают элювиальные, пролювиальные и эоловые фации.

Отличительной чертой данной формации от ее тропического аналога является цвет, зависящий от количества окислов железа. Последние слабо выносятся из материнских пород ввиду низкой температуры и большой сухости. Окраска формации часто зависит от цвета материнских пород. Достаточно большим распространением в аридной области пользуется глинистая монтмориллонитовая формация. В ее состав входят монтмориллонитовые глины, кварцевые пески с выделениями гипса и с полуторными окислами железа, алюминия и окислами марганца. Растительных и гумусовых веществ мало.

Формации постоянно-влажного климата. В области гумидного седиментогенеза широким распространением пользуются сильно увлажненные ландшафты. Обилие влаги резко увеличивает гидратацию и выщелачивание, благоприятствует развитию и большому распространению растительного покрова. Поэтому в почвенных и грунтовых водах увеличивается количество гуминовых кислот и углекислого газа и они становятся агрессивными. Кислая среда способствует глинообразованию и накоплению восстановленных соединений.

В результате большого поверхностного стока происходит в огромных масштабах механический смыв выветрелых продуктов и перенос его на значительные расстояния. При длительном переносе обломочный материал постепенно измельчается, а степень его окатанности увеличивается. Осадконакопление происходит в ос-

новном в водных условиях. На озерно-аллювиальных равнинах периодически возникают заболоченные участки.

От температурного режима зависит интенсивность процессов корообразования и их зрелость. В тропической и субтропической зонах процессы выветривания протекают наиболее интенсивно и постепенно затухают в районах со сравнительно низкими температурами. Выветривание в зонах с низкими температурами останавливается на стадии выщелачивания или на гидрослюдистой стадии.

В отличие от формаций аридной области цвет формаций гумидного климата, в основном, светлый (серый, белый, реже зеленый и черный) и зависит от количества гумуса, степени разложения органических веществ и содержания закисного железа.

В гумидной области широко распространена угленосная формация. Входящие в ее состав глины гидрослюдистого, монтмориллонитового или смешанного состава (гидрослюдисто-монтмориллонитово-каолиновые). В тропической зоне глины, в основном, каолиновые. Терригенная часть формации представлена средне- и мелкозернистыми полимиктовыми песками с глинистым цементом. В состав угленосной формации входят две субформации: лимническая и параллическая.

Значительным распространением пользуется олигомиктовая формация. В ней преобладают глины, а песчаные фракции обогащены устойчивыми к выветриванию минералами. Много аутигенного железа, сосредоточенного в глауконитах, лептохлоритах, шамозитах и сидеритах.

Широко развиты мономиктовые и полимиктовые морские и континентальные формации. Известны каолинит-монтмориллонитовые, монтмориллонит-гидрослюдистые и существенно каолиновые глины, являющиеся продуктами переотложения каолиновых и латеритных кор выветривания, монтмориллонитовые, или существенно гидрослюдистые глинистые формации, являющиеся продуктами переотложения незрелых кор выветривания.

Освобожденный при выветривании кремнезем на континенте в кислой среде связывается со свободным глиноземом в каолинит. Но при наличии слабокислой или нейтральной среды выносятся в морской бассейн, где происходит его осаждение. Типичными осадками кремнистой формации являются кварцевые пески, опоки, опоквидные глины, трепел, диатомиты и спонголиты. Наряду с ними встречаются кремнистые глины и кремнистые глинисто-карбонатные осадки.

Формация горючих сланцев и битуминозных глин в отличие от угленосной является концентратором органического углерода за счет видоизменения водорослей и планктонных организмов. Осадки накапливались в мелководных морских условиях или в пределах крупных озерных водоемов вблизи морского бассейна.

В мелководных условиях формировались также осадки экстракарбонатной формации, а в удаленных — слабокарбонатная и глинисто-карбонатная формации, по литологическому и минеральному

составу существенно не отличающиеся от аналогичных формаций переменного-влажного климата.

Формации переменного-влажного климата. Область переменного-влажного климата располагается между аридной и типично гумидной областями и поэтому литогенетические формации переменного-влажной области сочетают в себе черты как той, так и другой климатической области.

Характерной чертой переменного-влажной области является смена сухих периодов увлажнениями. Сильное термическое воздействие на горные породы освобождает многие соединения, в том числе и малоподвижные. В сухое время года лишь сульфаты и хлориды мигрируют, тем самым увеличивая концентрацию многочисленных континентальных водоемов и прибрежной части морских бассейнов. В периоды увлажнения в результате увеличения поверхностного и грунтового стока резко усиливается гидратация и выщелачивание.

Благодаря обилию гуминовых кислот и углекислого газа, возникающего при разложении растительных остатков, среда выветривания и осадконакопления в периоды увлажнения меняется от нейтральной и слабощелочной на кислую. Обилие агрессивных вод способствует выщелачиванию пород, которые в сухое время года подвергались лишь дезинтеграции и слабому разложению. Освободившиеся окислы железа, алюминия и марганца мигрируют. Одновременно с этим атмосферные осадки вызывают размыв продуктов выветривания и элювиальных отложений. При наступлении сухого периода уровень грунтовых вод снижается и термическому воздействию подвергаются уже слабо выветрелые породы, оказавшиеся на поверхности.

В условиях сильного поверхностного стока возрастают дальность и скорость переноса обломочного материала, следствием этого является хорошая сортировка и окатанность осадков. Среди терригенных отложений сравнительно редко встречаются грубообломочные, а устойчивые минералы преобладают над неустойчивыми. Большим развитием пользуются глинистые и песчано-глинистые осадки. Главными глинистыми минералами в них являются каолинит, гидрослюда и монтмориллонит.

Растительный покров переменного-влажной области очень богат. Леса произрастают вдоль речных долин, на берегах континентальных водоемов и вдоль морского побережья. На возвышенностях и плато развивается ксерофильное редколесье.

Органический мир морей богат и разнообразен. Высокая температура и нормальная соленость морских вод способствуют развитию и широкому распространению стенотермных и стеногалинных организмов. К ним в первую очередь относятся одиночные и колониальные кораллы, рудисты, орбитолиты, обитавшие в тропической зоне, а также многие двусторчатые моллюски, гастроподы, мшанки, головоногие моллюски. В целом органический мир морей тропических областей гумидной и аридной областей очень близок.

Своеобразные климатические условия находят свое отражение в составе литогенетических формаций. Для переменного-влажной области характерны слабокарбонатная и бескарбонатная красноцветная, пестроцветная глинистая, глинистая гипсоносная и целый ряд морских формаций, характеризующихся мономиктовостью (см. табл. 2). Это глинисто-карбонатная, слабокарбонатная, глинистая с субформациями существенно каолинитового и монтмориллонитового состава, олигомиктовая и слабоугленосная.

Слабокарбонатная и бескарбонатная красноцветные формации характерны для тропической и субтропической зоны. Эти формации тесно связаны с продуктами выветривания. При размыве кор выветривания формируются кварцевые пески, железистые каолинитовые и бокситовые глины.

Карбонатные формации отличаются от экстракарбонатной отсутствием известково-доломитовых осадков и меньших количеством хемогенных известняков. Главную роль в строении формации играют органогенные, органогенно-обломочные и детритовые известняки.

Олигомиктовая формация характерна для тропической и субтропической зоны. В ее состав входят каолинит-монтмориллонитовые глины и пески, состоящие главным образом из кварца. Много аутигенных образований железа в виде сидерита и гидрогетита, кремнистых, известковистых и фосфоритовых конкреций. Иногда фосфориты составляют отдельные пласты. Исходный материал олигомиктовой формации образуется за счет размыва кор выветривания. Олигомиктовая формация в зависимости от состава подразделяется на кварцево-глауконитовую и железисто-кремнистую субформации. Каждая из них является морским аналогом слабокарбонатной и бескарбонатной красноцветных формаций и эквивалентом слабокарбонатной формации. В пространственном отношении она располагается между континентальной красноцветной и морской слабокарбонатной формациями. Кроме продуктов размыва кор выветривания, исходным материалом для образования олигомиктовой формации служили продукты размыва континентальных формаций.

В умеренно-теплой зоне распространены слабоугленосная и пестроцветная глинистая формации. Слабоугленосная формация слагается кварцевыми песками, монтмориллонитовыми и гидрослюдистыми глинами с подчиненными прослоями лигнитов, углестых и лигнитовых глин.

Значение растительных остатков при палеоклиматических исследованиях

Растительность наиболее подвержена влиянию климата, так как основой для ее произрастания являются тепло, солнечный свет и количество атмосферных осадков. Одновременность воздействия этих элементов климата, но при разном сочетании, создает разнообразные условия и тем самым способствует дифференциации

растительности как по площади, так и в их морфо-анатомических особенностях. В основе географического распределения растительности лежат как термическая широтная и вертикальная зональность, так и зональность, обусловленная различным количеством выпадающих атмосферных осадков.

Несмотря на то что растительные остатки несут значительную информацию о древних климатах, существенным недостатком является способность растений постепенно приспосабливаться к изменяющимся условиям среды, путем появления определенных защитных биологических функций. Однако если основывать палеоклиматические заключения на поведении не отдельных растений, а целых сообществ и тем более типах растительности, то возможности искажения в оценке климата станут минимальными (Синицын, 1965, 1967).

Растительность на протяжении времени своего существования испытывала неоднократные обновления. Разновозрастные флоры отличаются одна от другой составом, морфо-анатомическим строением и биологическими функциями, которые зависели от условий среды и, в частности, от климата. На темп и ход эволюции растительности оказывали влияние целый ряд факторов. Одни из них способствовали возникновению и распространению на поверхности Земли новых флор. Смена одной флоры другой, стоящей на более высокой ступени развития, вызывалась глобальными причинами и осуществлялась сравнительно медленно. В недрах более низкоорганизованной флоры зарождались новые элементы, впоследствии занимавшие главенствующее положение. Региональные факторы обуславливали миграцию растительности и способствовали формированию новых растительных ассоциаций, но никогда не приводили к смене одной флоры другой. К числу региональных факторов относятся изменения климата, состава почвы, рельефа и т. д. Поэтому распределение растительности в определенные интервалы времени в каждом регионе является функцией региональных абиотических факторов и, следовательно, позволяет воссоздать физико-географические условия прошлого. Однако для климатических реконструкций знание распределения и состава растительного покрова недостаточно, и полученные выводы необходимо корректировать с данными литологии.

Основой для палеоклиматических и палеоландшафтных реконструкций является построение карт распределения растительного покрова. Попытки восстановления состава растительности по данным палинологии и графическое отображение их на картах были предприняты начиная с 60-х годов. Одни исследователи изображали систематический состав спорово-пыльцевого комплекса в виде диаграмм, характерных для отдельных разрезов (З. Л. Войцель и др., 1961 г.) или регионов (Маркова, 1971). Однако при этом не делались попытки установить связь между составом ископаемой флоры и палеоландшафтами (С. Р. Самойлович и др., 1971 г.). Другие проводили реконструкции растительного покрова, основываясь на анализе палеопалинологических и палеоботаниче-

ских данных (Ю. М. Кузичкина и др., 1959 г.; Л. Г. Маркова и др., 1962 г.).

Для определения древних климатов и ландшафтов широко привлекали данные по палинологии А. В. Гольберт, И. Д. Полякова и др. (1968 г.). Ими на круговые диаграммы были нанесены различные таксоны растений, сгруппированные по принадлежности к той или иной климатической зоне, и вычислены коэффициенты термофильности и гигрофильности по соотношению определенных групп растений.

С. Р. Самойлович и др. (1971 г.) изображают результаты спорово-пыльцевых анализов в виде круговых диаграмм и увязывают их с палеогеографической обстановкой. На диаграммах показаны процентные соотношения крупных систематических групп и приуроченность растений к различным ландшафтам. По отношению к температурному режиму выделены: 1) тропические растения и тропические, заходившие в субтропики; 2) субтропические; 3) умеренные; 4) холодные и 5) космополиты. По отношению к влажности растения подразделяются на водные, гидро- и гигрофильные, мезофильные и ксерофильные. Термофильности и гигрофильности древних форм установлена по аналогии с современными представителями и в ряде случаев применяемая методика, особенно для древних эпох, оказывается неправомерной.

Графическое изображение состава растительности по процентному соотношению систематических групп, столь необходимое для стратиграфических целей, для установления климатических параметров на основании преобладания той или иной группы не всегда является правильным. В этом случае не учитываются различия в пыльценосности и спороносности растений, скорость распространения их различными агентами переноса и условия захоронения. Для оценки состава растительного покрова в палеоклиматических целях необходимо принимать во внимание полностью весь качественный спектр спорово-пыльцевого комплекса, а затем проводить группировку растений по ландшафтной принадлежности с учетом палеогеографии региона и фациального состава осадков. После группировки комплексов по ландшафтной принадлежности автором были построены графики термофильности и гигрофильности отдельных ландшафтных зон, учитывающие присутствие даже единичных форм. В целом эти данные позволили выделить растительные ассоциации различного состава лесов, редколесий, увлажненных долин, прибрежных равнин, саванн и степей.

Распределение растительности на территории Юга СССР в отдельных веках юрского, мелового и палеогенового периодов установлено по региональным палеоботаническим и палинологическим исследованиям К. Е. Аристовой (1972 г.), И. Н. Бархатной и В. В. Кутузова (1967 г.), И. Н. Бархатной и М. А. Петросьянц (1966 г.), Е. П. Бойцовой (1964 г.), Н. А. Болховитиной (1956, 1959 г.), М. И. Брик (1952 г.), С. А. Вартамян (1965 г.), В. А. Вахрамеева (1952, 1964), А. Н. Гладковой (1953 г.), А. В. Гольберта и др. (1968 г.), Н. А. Грачевой (1958 г.), Г. А. Даниленко (1965,

1973 г.), Г. В. Делле (1962, 1967 г.), Х. С. Джабарово́й (1966 г.), П. И. Дорофеева (1963), Е. Д. Заклинской (1953, 1955, 1960 г.), И. Г. Зальцмана (1962), В. И. Ильиной (1961 г., 1967 г., 1968), Е. Д. Катковой (1958 г.), Л. А. Козьяр (1962 г.), В. В. Коралловой (1970, 1971 г.), В. С. Корниловой (1963), А. Н. Криштофовича (1946, 1955), Ю. М. Кузичкиной и др. (1959 г.), Т. А. Кузнецовой (1968), Я. Б. Лейве (1968 г.), Е. М. Маркович и др. (1962), Е. И. Мураховской (1963 г.), Е. В. Нестеровой (1970 г.), Е. К. Обоничкой (1964 г.), Л. А. Пановой (1967 г.), Г. М. Романовской (1960 г.), Р. Н. Ротман (1971 г.), С. Р. Самойлович (1971), Е. В. Семеново́й (1970 г.), М. Ф. Сивцовой (1972 г.), Ю. В. Тесленко (1963, 1970), Н. И. Фокиной (1963), О. П. Ярошенко (1965) и многих других.

ПАЛЕОТЕРМОМЕТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Важное значение при палеоклиматических исследованиях принадлежит методам определения абсолютных температур морских бассейнов. Температуры не только корректируют качественные термические условия, установленные при анализе и по ареалу распространения морской стенотермной фауны, но и позволяют определить температурные условия в тех частях бассейна, где комплекс стенотермной фауны отсутствует. Вместе с анализом растительных ассоциаций и литологических данных палеотемпературы морских бассейнов способствуют выяснению термического режима континентов, прилегающих к морям.

Метод изотопной палеотермометрии основан на зависимости, существующей между температурой и концентрацией в морской воде изотопов кислорода. Определения температур как советскими, так и зарубежными исследователями проводились на основании выяснения соотношения изотопов кислорода в рострах белемнитов. $\Delta^{18}\text{O}$ в рострах белемнитов находится в прямой зависимости от изменения температуры среды обитания и солености морской воды. Белемниты являлись обитателями приповерхностной части открытого морского бассейна и одновременно стеногалинными организмами. Малейшее изменение солености воды влекло за собой массовую их гибель. Следовательно, $\Delta^{18}\text{O}$, определенное в рострах белемнитов, является функцией температуры бассейна.

Определение древних температур изотопным методом Д. П. Найдин и Р. В. Тейс (1956, 1957, 1966, 1969, 1973) осуществили, главным образом, для позднемиоценовых бассейнов Восточно-Европейской платформы и Крыма. Единичные результаты известны для раннего мела Западного Закавказья (Ясаманов, 1969, 1973а) и для юры севера Сибири (Берлин, Сакс и др., 1966).

Известен и более простой химико-аналитический метод определения древних температур. Он был предложен К. Чейвом (Chave, 1954) и Г. Чилингаром (Chilingar, 1953), исследования которых показали, что содержание магния и величина отношения кальция

к магнию в органогенном кальците также отражают температуру среды обитания древних организмов. Между величиной кальций-магниевого отношения и температурой среды обитания существует обратная зависимость. Г. Чилингаром установлено, что даже небольшие колебания температур сказываются на величине этого отношения. Так же как и на $\Delta^{18}\text{O}$, на значение кальций-магниевого отношения оказывает влияние не только температура, но и соленость воды.

Т. С. Берлин и А. В. Хабаковым (1966) разработана палеотемпературная шкала кальций-магниевого отношения, скоррелированная со шкалой изотопной палеотермометрии. Их исследования позволили установить возможность ориентировочной оценки температур позднемиоценового бассейна Восточно-Европейской платформы по рострам белемнитов.

В ряде работ автора (1969, 1972, 1973а, б, 1974а, 1976) была доказана возможность определения палеотемператур не только по рострам белемнитов, но и по кальцитовым раковинам многих прикрепленных и свободнолежащих организмов. Значения полученных температур методом кальций-магневых отношений оказались близки к изотопным.

На материале раковинного вещества, не претерпевшего значительных диагенетических и эпигенетических изменений юрских, меловых и палеогеновых ископаемых организмов Карпат, Крыма, Кавказа, Восточно-Европейской платформы, Средней Азии, Казахстана и Сибири автором были определены температуры морских бассейнов.

Наряду с уточнением методики установления древних температур выявлены пределы применимости химико-аналитического метода. Доказана возможность определения палеотемператур не только по рострам белемнитов, но и по раковинному веществу кальцитового состава нуммулитов, орбитоидов, рудистов, иноцерамов, брахиопод, устриц, ауцеллин, пликатул, кораллов. Наиболее высокие температуры получены по приповерхностным организмам и организмам литоральной зоны, а самые низкие — по прикрепленным и свободнолежащим организмам, обитавшим на глубинах более 50 м. Тем самым, в дальнейшем станет возможно оценивать не только средние температуры бассейнов и их изменения в латеральном плане, но и устанавливать распределения температур в зависимости от глубины обитания. По палеотемпературным определениям и распределению нерастворимого остатка в карбонатных породах (Ясаманов, 1969б) стало возможным выявление древних морских течений.

Палеотемпературы могут быть определены не только по раковинному веществу организмов, но и по отношению кальция к магнию в органогенных известняках (Тейс и др., 1969; Берлин и др., 1974; Ясаманов, 1974а). Отношение кальция к магнию в органогенных известняках, более чем на 50% сложенных остатками планктонных фораминифер и кокколитофоридов, позволяет установить температуры поверхностных частей бассейна.

В органогенном кальците раковин организмов, претерпевших более позднюю перекристаллизацию, окремнение и доломитизацию, а также в хемогенных, окремненных и доломитизированных органогенных известняках первичное содержание кальция и магния нарушено (Ясаманов, 1974а).

Большое значение для установления термических условий на континенте имеет проведение аналогичных палеотермометрических определений для пресноводных моллюсков. Осложнение вызывает невозможность применения как изотопного, так и кальций-магниевого метода, так как палеотемпературные шкалы составлены только для морских организмов, а количественное соотношение изотопов кислорода, а также кальция и магния в них существенным образом отличается от пресноводных моллюсков. Кроме того, для пресноводных организмов в настоящее время не выяснены причины изменчивости этих соотношений в раковинном веществе и изменения минерального состава раковин с течением времени. В настоящее время проводятся работы для установления возможности определения температур по пресноводным современным и древним моллюскам по величине стронций-кальциевого, кальций-магниевого отношения, отношения арагонита к кальциту или по биологической матрице раковинного вещества, накопление которого зависело от температурного фактора.

Таким образом, методика проведения палеоклиматических исследований основывается на: 1) выяснении состава и распределении на площади литогенетических формаций и пород — индикаторов климата; 2) реконструкции на основе листовых отпечатков и спорово-пыльцевых комплексов растительного покрова, на выделении растительных ассоциаций и определении их значимости для древнего климата; 3) палеотемпературных определениях по раковинному веществу морских головоногих и двустворчатых моллюсков.

Основу всех геологических исследований, в том числе и при работах по выяснению климатических условий крупных территорий, составляют результаты стратиграфического изучения. Именно насколько точны и детальны региональные стратиграфические схемы и как они сопоставляются друг с другом, настолько обоснованнее выглядят ландшафтно-климатические построения и реконструкции. Вполне естественно, что палеоклиматическим и палеоландшафтным реконструкциям предшествовали работы по корреляции разнофациальных континентальных и морских отложений юрского, мелового и палеогенового возраста территории Юга СССР. В работе использованы региональные стратиграфические схемы, утвержденные МСК, отраженные в многочисленных публикациях по стратиграфии, а также в крупных монографических изданиях, таких как «Геологическое строение СССР» и «Стратиграфия СССР» (1972, 1975).

ЮРСКИЙ ПЕРИОД

В юрском периоде начался качественно новый этап палеогеографического развития территории Юга СССР. Значительному изменению подверглись конфигурации бассейнов седиментации, иным становится соотношение областей денудации и аккумуляции, возникают обширные участки с угленакплением, видоизменяется тип кор выветривания, растительный покров и состав фаунистических комплексов. В целом юрскому периоду для территории СССР и, в частности, для южной половины «свойственно ускорение процессов геологического развития — энергичнее воздымаются участки суши, быстрее, чем в триасе, происходит смена обстановок и нередко за короткое время областями аккумуляции становятся новые огромные пространства» (Палеогеография СССР, т. III, с. 81).

Раннеюрская эпоха

Геттангский и синемюрский века

Континентальное осадконакопление происходило, главным образом, на юге Восточно-Европейской платформы. Значительная часть платформы в это время представляла собой денудационную равнину, на которой существовали разветвленная речная сеть и сравнительно крупные озера и болота. Низкая слабо всхолмленная равнина обрамлялась пологими Балтийской, Тиманской и Уральской возвышенностями. В пределах низменной равнины располагались относительно приподнятые области (Воронежская антеклиза, Украинский щит, Белорусская антеклиза), служившие источниками сноса обломочного материала.

Днепроовско-Донецкая впадина представляла собой низменную аккумулятивную равнину, в которой накапливались образования временных потоков, аллювиальные и озерно-болотные осадки. Они представлены песчано-алевритистыми глинами с линзами косослоистых песков с большим количеством остатков древесины и листовых отпечатков.

Скифскую платформу и Прикаспийскую впадину занимала обширная аккумулятивная низменность, где отлагались глинистые осадки с прослоями песчаников, мономиктового и олигомиктового состава. Глины смешанные каолиново-монтмориллонитовые. В центральных и восточных районах Прикаспийской впадины распространена слабоугленосная формация. В ее составе принимали

участие кварцево-полевошпатовые пески, алевролиты, монтмориллонитовые углистые глины и бурые угли. Лишь на северо-востоке осаждались грубообломочные осадки. Последние неоднократно подвергались размыву и в настоящее время частично уничтожены.

Урал и прилегающие части Восточно-Европейской платформы представляли собой относительно приподнятую денудационную равнину, которая прорезалась речными долинами, часть из которых выполнена песчано-галечным материалом. Наряду с ними имелись озера и болота, в которых кроме грубого обломочного материала полимиктового состава накапливались гидрослюдистые глины (песчано-глинистая полимиктовая формация).

Обширные пространства Туранской плиты, Тургайского прогиба и Казахской складчатой области испытывали региональное поднятие. Вся эта область представляла собой низменную денудационную равнину с отдельными возвышающимися участками, подвергавшимися интенсивному размыву. Устойчиво приподнятыми областями являлись на Туранской плите Каракумский и Карабогазский своды. Прилегающие пониженные пространства представляли собой выровненную поверхность, на которой формировались коры выветривания, а на их склонах скапливались бокситовые и каолиновые глины (Палеогеография СССР, т. III). В озерах и речных долинах на Южном Урале, в Тургайском прогибе и в Казахстане накапливались песчано-галечно-глинистые осадки. На денудационных поверхностях Казахстана и Южного Урала формировались коры выветривания каолинового типа.

В Средней Азии континентальное осадконакопление сосредоточено в Афгано-Таджикской, Ферганской и Алайской впадинах. Повсеместно происходило накопление полимиктовых песчаных толщ и гидрослюдистых глин. Большим распространением пользуются аллювиальные отложения — галечники, гравелиты и пролювиальные грубые осадки, свидетельствующие о существовании расчлененных водораздельных пространств и их относительно большой высоте.

Западная Сибирь представляла собой низменную слабо расчлененную равнину, полого понижавшуюся в северном направлении и окруженную плоскими платообразными возвышенными равнинами Урала, Казахстана и Средней Сибири. Между Казахской и Среднесибирской возвышенностями располагалась низменная холмистая равнина. Континентальные осадки сохранились на юго-востоке Западно-Сибирской равнины. Они представлены озерными и аллювиальными отложениями (полимиктовая песчано-глинистая формация).

На протяжении ранне- и среднеюрской эпохи Алтае-Саянская область являлась возвышенной страной, испытывающей унаследованное поднятие. Средне- и низкоргорный рельеф полого понижался в северном направлении.

На юге Сибирской платформы располагалась Ангаро-Виллюйская низменность с отдельно возвышающимися грядами холмов. В ее пределах накапливались сравнительно маломощные озерно-

аллювиальные осадки, состоящие из кварцевых песков, каолиновых глин и глинистых алевролитов с редкими и маломощными прослоями бурых углей.

Морское осадконакопление осуществлялось в геосинклинальных бассейнах крайнего юга. В начале юрского периода море проникло в пределы Карпатского региона и здесь начали формироваться глинисто-карбонатные осадки. В Крымско-Кавказской области, по сравнению с триасом, значительное участие в строении осадочных толщ принимают тонкие терригенные осадки. В Крыму и на Северо-Западном Кавказе распространены осадки олигомиктовой и глинистой формаций, глины которых имели каолиново-монтмориллонитовый состав. В геосинклинали Южного склона Большого Кавказа развиты глинистые и аспидные сланцы, аргиллиты, песчаники, сравнительно редко встречаются пирокластиты, а на Малом Кавказе — полимиктовые пески, алевролиты и гидрослюдистые глины.

На Памире происходило карбонатное осадконакопление, начавшееся в триасе. В начале раннеюрского времени здесь существовали Центральный и Юго-Восточный прогибы, ограниченные с севера горами Северного Памира, а с юга — возвышенностями Юго-Западного Памира.

Таким образом, зональными литогенетическими формациями в геттангском и синемюрском веках являлись полимиктовая, олигомиктовая и слабоугленосная. Небольшим распространением пользуются слабо карбонатная и глинисто-карбонатная формации. В составе полимиктовой формации, пользующейся наибольшим распространением, принимают участие сероцветные континентальные осадки русловой, пойменной, старичной, болотной и озерной фаций. Ввиду преобладания механической дезинтеграции пород и слабого проявления процессов выветривания, обломочный материал состоит в основном из неустойчивых к выветриванию минералов. Процессы выветривания, протекавшие на юге Восточно-Европейской платформы, на Туранской плите, в Средней Азии и на юге Сибирской платформы, способствовали накоплению на большой площади каолинит-гидрослюдистых, каолинит-монтмориллонитовых глин, кварцевых и кварцево-полевошпатовых песков с каолиновым цементом.

В геттангском и синемюрском веках значительная часть денудационных ландшафтов Восточно-Европейской платформы покрывалась хвойно-гинкговыми лесами, в которых главную роль играли умеренно-теплые представители семейства Pinaceae, подокарповые, подозамитовые, гинкго, сфенобайера, феникопсис, чекановская и лишь незначительную примесь составляли древовидные папоротники семейства Cyatheaceae. Вдоль морского побережья, на низменной равнине, произрастали теплолюбивые беннеттитовые, цикадофиты (нильсония, птерофиллум, анозамитес, ктерис), диптериевые, мараттиевые и маттониевые папоротники.

В юго-восточном направлении начинают преобладать беннеттитовые и цикадофиты. Хвойно-беннеттитово-цикадофитовые леса

занимали значительные пространства юго-востока Восточно-Европейской платформы, Закаспия и Туранской плиты. На возвышенных участках доминировали умеренно-теплые представители семейства Pinaceae, что хорошо отражено в большинстве спорово-пыльцевых комплексов, обнаруженных вблизи поднятий.

Казахскую возвышенность покрывали хвойно-гинкговые леса, в которых наряду с Pinaceae, *Ginkgo* известны влаголюбивые древовидные папоротники (Osmundaceae, *Cyathidites*). Подобные леса занимали возвышенности Алтае-Саянской области, Приангарья, Прибайкалья и Забайкалья. Низменности, примыкавшие к Вилюйскому и Западно-Сибирскому морским бассейнам, покрывались зарослями папоротников, плаунов и хвощей.

Лесная растительность Западной и Средней Сибири состояла из *Paleoconiferus*, *Pseudopodocarpus*, *Piceites*, *Pseudopinus*, *Cycas*, *Cordaitina*, *Lebachia* и беннеттитовых. Подлесок, а местами и самостоятельные заросли слагали *Lycopodium*, *Selaginella*, Marattiaceae, Dipteridaceae, *Coniopteris*, *Chiropleuria*, *Osmunda*, *Cladophlebis*. Лишь на востоке сохранились реликты триасовых папоротников (*Chomotriletes*, *Hymenoronotriletes*, *Camptotriletes*, *Leiotriletes*). Плауновые и хвощевые преобладали на юге Западной Сибири, но особенно широким распространением они пользовались в пределах Кузнецкой впадины.

Низменные участки суши Предкавказья, Северного Кавказа, Закавказья и Средней Азии покрывались цикадофитово-гинкговыми и хвойно-цикадофитово-гинкговыми лесами, а на возвышенностях росли только хвойные и гинкговые.

Таким образом, по фациальному и литологическому составу осадков геттангского и синемюрского возраста выделяются озерно-аллювиальные, прибрежные озерно-дельтовые равнины, мелководные морские бассейны с нормальной соленостью, низменные и возвышенные денудационные равнины и плато (рис. 1). Древняя гидросеть реконструирована по фациальному составу осадков в пределах Уральской возвышенности, в Иркутском амфитеатре и в Ангаро-Вилюйской низменности.

На низменных и возвышенных денудационных поверхностях европейской части СССР и значительной части Сибири и Казахстана происходили процессы оподзоливания и оглеивания. Вместе с тем на юге Сибирской платформы, в Чулымо-Енисейской впадине и в Тургайском прогибе существовали иногда довольно мощные, каолиновые коры выветривания, основная часть которых образовалась на рубеже триаса и лясаса. На протяжении геттангского и синемюрского веков в условиях сильного обводнения и умеренно-теплого климата со среднегодовыми температурами около 10—15° процесс образования каолиновых кор выветривания протекал замедленно.

Более энергично выветривание горных пород на денудационных поверхностях происходило в условиях субтропического климата. Каолиновые коры выветривания пользовались широким распространением в Закаспии и в Средней Азии. Причем в ряде мест

в благоприятных микроклиматах и ландшафтах выветривание алюмосиликатных пород достигало латеритной стадии.

В распространении растительных сообществ выявляется не только субмеридиональная, но и высотная зональность. Хвойно-гинкговые леса занимали денудационные ландшафты Западной и Средней Сибири и Казахстана. Для возвышенных участков (Центральный Казахстан, Алтае-Саянская область, Забайкалье) характерно отсутствие теплолюбивых форм. В то же время теплолюбивые папоротники и особенно цикадофиты встречаются в Чулымо-Енисейской, Ангаро-Вилюйской, Западно-Прибайкальской и в Кузнецкой низменностях.

Для зоны хвойных и хвойно-гинкговых лесов характерна физическая дезинтеграция горных пород и формирование в пределах озерно-аллювиальной равнины сероцветных песчано-глинистых полимиктовых осадков. Для низменных ландшафтов юга Западной Сибири, Иркутского амфитеатра, Ангаро-Вилюйского и Тургайского прогибов свойственны мономиктовость осадков и теплолюбивые растительные сообщества.

По составу растительных ассоциаций и литогенетическим формациям термический режим в центральных районах Восточно-Европейской платформы, Урала, Центрального Казахстана, Алтае-Саянской области, центральных районов Западной Сибири и Сибирской платформы был умеренно-теплым. Умеренно-теплый режим существовал также в пределах Тургайской и Ангаро-Вилюйской низменностей и на юге Западной Сибири. Несколько более теплые условия в этих районах способствовали развитию мараттиевых, диптериевых, маттониевых папоротников и цикадофитов и формированию каолиновых кор выветривания.

Ландшафты умеренно-теплого климата являлись сильно обводненными. Об этом свидетельствует широкое распространение озерных, пойменных, русловых и озерно-болотных отложений, их сероцветность, а также мезофильный и гигрофильный тип растительности.

Южные районы европейской части СССР, Приаралье и запад Средней Азии, т. е. районы, где располагались смешанные теплолюбивые леса, характеризуются более высоким термическим режимом и сравнительно большой влажностью. На это, в частности, указывает широкое распространение теплолюбивых и влаголюбивых цикадофитов, беннеттитовых и древовидных папоротников, озерных, озерно-болотных, пойменных, дельтовых мономиктовых и реже олигомиктовых песчано-глинистых и слабо угленосных осадков.

На низменностях Средней Азии росли теплолюбивые субтропические леса, под покровом которых продолжались процессы выветривания, начавшиеся в позднем триасе. Из-за значительных поднятий коры выветривания впоследствии были размыты и сохранились лишь продукты их переотложения в сравнительно узких и глубоких впадинах. По-видимому, к этому времени относится

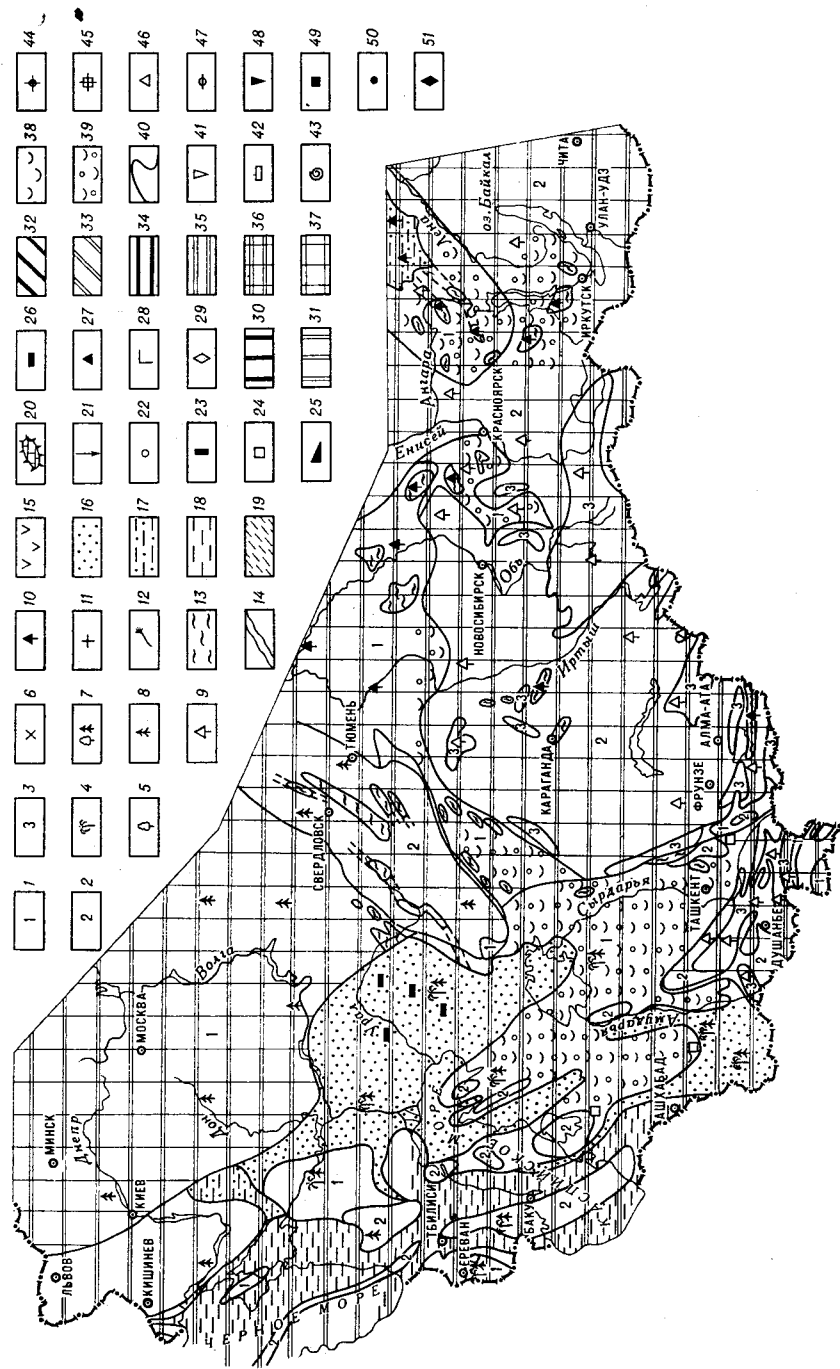


Рис. 1. Схематическая ландшафтно-климатическая карта территории Юга СССР в геттангском и синеюрском веках

Денудационные ландшафты: 1 — низменные равнины; 2 — возвышенные равнины и плато; 3 — низкие горы; 4 — леса влажных тропиков и субтропиков; 5 — широколиственные леса; 6 — широколиственные леса с примесью хвойных; 7 — хвойно-широколиственные леса; 8 — хвойные леса; 9 — хвойно-гинкговые леса; 10 — хвойно-гинкговые леса с примесью теплолюбивых форм; 11 — растительность болот; 12 — саванны; 13 — аккумулятивные ландшафты; 14 — озеро и болота; 15 — речные долины; 16 — моря с повышенной соленостью; 17 — озерно-дельтовые прибрежные равнины; 18 — мелководная зона нормально-соленого моря; 19 — глубоководные (псевдосысальные) зоны нормально-соленого моря; 20 — рифовые массивы; 21 — направления морских течений; 22 — железные и скопелевые; 23 — фосфориты; 24 — осадочные железные руды;

24 — бокситы; 25 — горючие сланцы; 26 — каменный и бурый уголь; 27 — ополки, диатомиты; 28 — гипсы и ангидриты; 29 — каменная и калийная соль; 30 — климатическая зона аридная; 31 — аридная область; 32 — тропическая и субтропическая зоны; 33 — умеренно-теплая зона. Гумидная область: 34 — тропическая и субтропическая зоны перемешанного влажного климата; 35 — умеренно-теплая зона перемешанного влажного климата; 36 — постоянно-влажный климат; 37 — тропическая зона; 38 — кора выветривания лагритного типа; 39 — кора выветривания каолинитового типа; 40 — границы ландшафтно-климатических областей и зон. Стенотермная фауна: 41 — белемниты Борзальной и Средневропейской областей; 42 — устрицы; 43 — орбигонины; 44 — радиоларии; 45 — кораллы; 46 — рудиты; 47 — нуммулиты; 48 — белемниты Среднеморской области. Палеотемпературы: 49 — по свободноплавающим формам; 50 — по бентосным формам; 51 — по тонным температурам

формирование небольших залежей бокситов в Туаркыре и в Фергане. Таким образом, в геттангском и синеюрском веках на территории Юга СССР господствовал равномерно-влажный климат с большим годовым количеством атмосферных осадков. По термическому режиму здесь выделяются умеренно-теплая и субтропическая зоны.

Плинсбахский век

В плинсбахе значительная часть Восточно-Европейской платформы представляла собой слабо всхолмленную невысокую равнину, но по сравнению с синеюрсом площади осадконакопления постепенно расширились. Континентальное осадконакопление началось в пределах Днепровско-Донецкой впадины, а в конце века по Ореховскому прогибу проникло море. В периферических частях впадины формировались кварцевые пески и алевролиты, а в центральной части — монтмориллонитовые глины (песчано-глинистая мономиктовая формация). Обломочный материал поступал с окружающих впадину поднятий. В течение плинсбахского века в Кума-Манычском прогибе накапливались прибрежно-морские песчано-алевролитово-глинистые осадки с включениями углистых глин и бурых углей (слабоугленосная формация).

Осадки мономиктового типа формировались в западной части Прикаспийской низменности. В восточном направлении они постепенно сменяются слабоугленосной формацией, песчаная часть которой полимиктовая и реже кварцево-полевошпатовая (Гроссгейм, 1972). Песчано-глинистые, песчано-алевролитовые осадки с примесью углистого вещества и реже песчано-галечный материал отлагались в крупных озерах, болотах и широких речных долинах.

В течение плинсбахского века Туранская плита испытывала небольшое погружение, и в ее пределах увеличилась

площадь аккумуляции. В небольших континентальных бассейнах седиментации, представленных озерами, болотами и поймами рек, формировались тонкозернистые осадки. В основном это каолиново-гидроглистые глины, обогащенные углистым веществом, и полимиктовые тонкозернистые пески и алевролиты. Глинистые осадки образовались за счет разрушения кор выветривания, а угленосные — в заболоченных участках рек.

Площади континентального осадконакопления в Средней Азии возросли. Рельеф стал более пологим и сглаженным; речные долины расширились и местами начали заболачиваться. Повсеместно происходило накопление сероцветных песчано-глинистых осадков, обогащенных углистым материалом.

В результате значительной денудации рельеф Южного Урала, Тургайского прогиба и Казахстана понизился и несколько сгладился. Впадины, возникшие в начале раннеюрской эпохи, расширились и постепенно начали заболачиваться. В озерах и заболоченных поймах рек осаждались тонкие илы, илистые алевролиты с большим количеством углистого вещества и лишь на ограниченных участках, примыкавших к поднятиям, формировались песчано-глинистые осадки. Слабоугленосная формация в северо-восточном направлении постепенно сменяется песчано-глинистой формацией. Пески в ней кварцево-полевошпатового состава и характеризуются высокими значениями отсортированности. Особенно велики коэффициенты мономинеральности и устойчивости (от 4 до 8). Вблизи горных поднятий накапливались грубообломочные осадки в виде шлейфа. Так, в периферических частях Майкюбенской и в южной части Карагандинской впадин распространены галечно-песчаные осадки шлейфового типа.

Западная Сибирь в плинсбахском веке представляла собой озерно-аллювиальную низменную равнину. Реки текли по широким и неглубоким долинам, соединявшим сравнительно крупные озера. Водораздельные участки были широкими и плоскими; за счет их размыва, а также привноса обломочного материала с денудационных равнин Средней Сибири и Алтае-Саянской области формировались озерно-аллювиальные осадки. Они объединены в песчано-глинистую сероцветную полимиктовую и олигомиктовую формации со значительной примесью углистого материала. Близкий состав имеют осадки Кузнецкого бассейна и обширного Ангаро-Виллюйского прогиба.

В результате усилившегося прогибания периферических частей Восточного Саяна и Байкальского сводового поднятия увеличилась площадь аккумуляции Ангаро-Виллюйского прогиба. Вблизи областей активного воздымания присутствуют грубообломочные осадки, главным образом, конгломераты и галечники (укугутская свита и конгломераты байкальской фации заларинской свиты). Обломочный материал в Ангаро-Виллюйскую впадину, которая представляла собой озерно-аллювиальную равнину, поступал с юга, со стороны Байкальского нагорья и Восточных Саян. Озерно-аллювиальная равнина имела слабый наклон на северо-восток

и северо-запад и речные системы направлялись в сторону Западно-Сибирской низменности и Ленского моря (Ясаманов, 1976). В результате опусканий северо-восточных окраин Ангаро-Виллюйского прогиба произошла трансгрессия и образовался крупный Виллюйский залив Ленского моря.

В центральных районах Ангаро-Виллюйской озерно-аллювиальной низменной равнины широким распространением пользуются кварцевые пески, кварцево-полевошпатовые пески с каолиновым цементом и каолиновые глины (песчано-глинистая каолиновая формация), реже встречаются углистые глины, лигниты и бурые угли. Основная часть осадков представляет собой переотложенные продукты кор выветривания каолинового состава, которые большим развитием пользуются на низких водораздельных пространствах и формировались за счет изменения палеозойских основных эффузивов и глинисто-карбонатных пород.

В конце плинсбахского века скорость речных потоков резко уменьшилась, что было вызвано снижением скорости контрастных тектонических движений (Фаціальные условия... , 1963; Ясаманов, 1976). Озерно-аллювиальная равнина стала заболачиваться, и широкое распространение получили пойменные, старичные и озерно-болотные фации. Здесь развиты тонко- и мелкозернистые пески, алевролиты, углистые глины и лигниты. По-видимому, к концу плинсбаха относится начало формирования угленосных отложений Иркутского амфитеатра и Канско-Тасеевской впадины.

Морское осадконакопление продолжалось в геосинклинальных бассейнах. Пролив на Карпатах расширился. На юго-западных его участках отлагались известковые илы, а на северо-западе — глинисто-карбонатные и глинистые осадки (глинисто-карбонатная и глинистая полимиктовая формации). В конце плинсбахского века произошла регрессия. Размеры морского бассейна сократились, но количество песчаного материала в осадках осталось небольшим, что вызвано слабой денудацией низменной суши.

В Крыму распространены песчано-глинистая полимиктовая и слабо карбонатная формации. Среди осадков последней иногда присутствуют прослойки органогенных и органогенно-обломочных известняков (брахиоподовые, брахиоподово-детритовые, криноидные известняки).

В геосинклинали Южного склона Большого Кавказа формировались песчано-глинистые толщи. Песчаная часть полимиктового и реже кварцево-полевошпатового состава, а глины гидроглистые и гидроглистисто-монтмориллонитовые. В пределах геосинклинального трога существовали кордильеры, на которых осаждался известковый материал (И. Р. Кахадзе, 1947 г.; Ясаманов, 1963). На Дзирульском массиве в начале плинсбахского века произошло переотложение коры выветривания с образованием пачки кварцевых песков и каолиновых глин. Состав осадков позволяет выделить песчано-глинистую каолиновую формацию. В домере в морских условиях накопились осадки экстракарбонатной формации.

Центральные и южные районы Памирской геосинклинали являлись ареной накопления осадков глинисто-карбонатной формации, а в северных районах формировались полимиктовые пески и алевриты.

В плинсбахском веке зональность в распределении растительности, намеченная для раннего лейаса, сохранилась, но существенные изменения претерпел состав растительных ассоциаций. Значительная часть низменной денудационной равнины Восточно-Европейской платформы, Урала и Казахстана занимали хвойно-беннеттитово-гинкговые леса. Наряду с древними представителями хвойных здесь росли *Pinus*, *Picea*, а также древовидные папоротники *Syathidites*. На прибрежных равнинах произрастали папоротники и располагались многочисленные заросли теплолюбивых и влаголюбивых *Dicksoniaceae*, *Marattiaceae*, *Hymenophyllaceae* и плауновых.

Возвышенности Казахстана, Забайкалья и Алтае-Саянской области покрывались хвойно-гинкговыми лесами, в которых иногда росли беннеттитовые. Подлесок, а местами и самостоятельные заросли среди хвойно-гинкговых лесов на юге Западной Сибири составляли папоротники и плауны. Особенно велика их роль в Кузнецкой низменности, значительная часть которой была заболочена. Здесь росли субтропические и умеренно-теплые *Cheiropleuria*, *Dipteridaceae*, *Mattoniaceae*, *Marattiaceae*, *Coniopteris*, *Lycopodiaceae*.

Хвойно-беннеттитово-гинкговые леса с богатым папоротниковым подлеском, в основном из теплолюбивых форм, занимали низменные участки Вилуйской и Тургайской низменностей.

Континентальные пространства Крыма, Кавказа и юга Средней Азии покрывались хвойно-беннеттитовыми лесами. В большинстве спорово-пыльцевых комплексов преобладают беннеттитовые, которые, по-видимому, произрастали на прибрежных низменностях. Встречающаяся вместе с ними пыльца *Pinaceae*, *Podocarpaceae*, *Agaukagiaceae* и реже гинкговых характерна для возвышенных участков. Наряду с древесной растительностью на приморских низменностях росли теплолюбивые папоротники (*Cibitium*, *Mattonia*, *Coniopteris*), плауны (*Selaginella*) и хвощи. На Северном Кавказе иногда встречались *Neocalamites*, *Czekanowskaia*, *Phlebopteris*, *Cladophlebis*.

В Средней Азии вместе с хвойными и беннеттитовыми существенная роль принадлежала цикадофитовым. Прибрежные равнины покрывались зарослями теплолюбивых древовидных папоротников *Syathidites* и кейтониевыми. В то же время на возвышенностях и в пределах низких гор, располагавшихся на Устюрте и на востоке Средней Азии, наряду с влаголюбивыми формами известны первые ксерофильные *Classopollis*, свидетельствующие о начале иссушения климата.

Таким образом, фациальный состав осадков и растительные ассоциации позволяют предположить существование в плинсбахском веке тех же ландшафтов, что и в начале юрского периода (рис. 2).

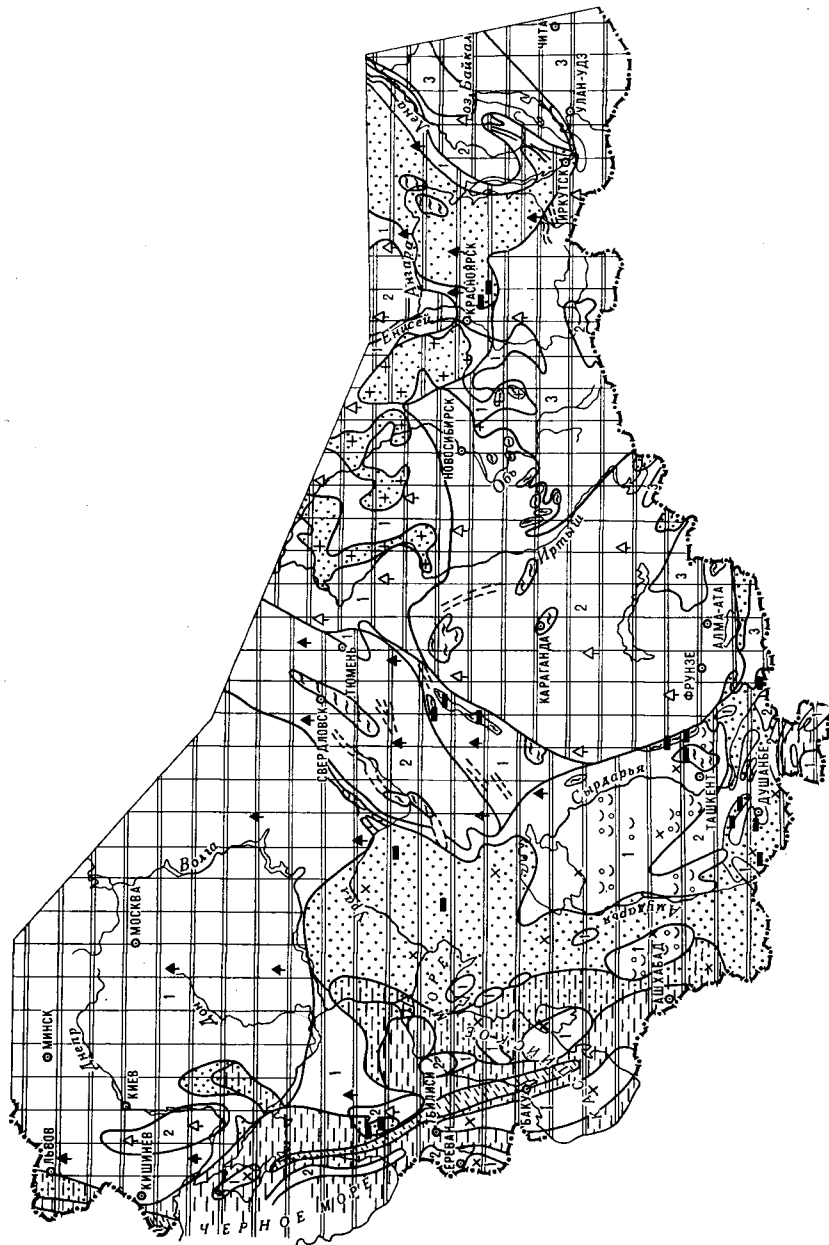


Рис. 2. Схематическая ландшафтно-климатическая карта плинсбахского века. Условные обозначения см. рис. 1

Однако в результате нарастания трансгрессии и преобладающего опускания территории расширились области морской и континентальной седиментации. Низменные и возвышенные равнины прорезывались многочисленными речными долинами. Большое распространение озерных, озерно-болотных, пойменных и русловых фаций, существование обширных озерно-аллювиальных и прибрежных озерно-дельтовых равнин является показателем значительной обводненности территории. Обильное увлажнение подтверждается наличием в осадках большого количества углистого вещества, образованием во многих районах угля, лигнита, большим развитием сероцветных осадков и мезофильным характером растительности. Особенности ландшафтов Западной и Средней Сибири и Казахстана являются широкое развитие болотной растительности, сосредоточенной вокруг эпиконтинентальных бассейнов и в долинах крупных речных систем.

Несмотря на большие площади континентального седиментогенеза, во многих районах существовали денудационные поверхности. Ландшафт низменных денудационных равнин характерен для Западной Сибири и Сибирской платформы, а возвышенных равнин — для Казахстана, восточных районов Средней Азии и Забайкалья. Крупные горные массивы располагались в Алтае-Саянской области и в Забайкалье. Повсеместно протекали процессы оподзоливания и оглеивания. Лишь в Западном Прибайкалье в пределах плоских широких речных долин и на сравнительно низменных участках денудационной поверхности, в области ее перехода в аккумулятивную равнину, не только сохранились коры выветривания предшествующего времени, но и в замедленном темпе продолжали формироваться новые.

Состав растительных ассоциаций Казахстана, центральных районов Сибирской платформы и Западной Сибири позволяет считать термический режим умеренно-теплым (Гольберт и др., 1968; Ясаманов, 1976). В пониженных частях Приангарья и Западной Прибайкалья наряду с хвойно-гинкговыми лесами росли теплолюбивые древовидные папоротники, особенно мараттиевые, маттониевые и диптериевые, а также плауны и хвощи. Состав растительности свидетельствует, с одной стороны о большом увлажнении территории, а с другой — о сравнительно высоких температурах, скорее всего близких к субтропическим. Вывод, основанный на анализе растительного покрова, не противоречит составу литогенетических формаций, которые характерны для влажного климата с термическим режимом, близким к субтропическому.

На Кузнецкой, Чулымо-Енисейской и Ангаро-Вилуйской озерно-аллювиальных низменных равнинах формировались терригенные осадки. Основная масса их представляет собой продукты размыва кор выветривания, но наряду с ними известны и более грубые русловые фации. Реки брали начало в горных массивах Забайкалья и Восточных Саян. Часть из них впадала в озера, а наиболее крупные — в Вилуйский залив Ленского моря. Уменьшение скорости речных потоков, вследствие замедления контрастных тек-

тонических движений, привело в конце плинсбаха к заболачиванию территории Ангаро-Вилуйской низменности. Обилие растительной массы при благоприятных ландшафтных и климатических условиях способствовало угленакоплению на обширной территории.

Высокая влажность и сравнительно теплый климат способствовали произрастанию хвойно-гинкговых лесов с примесью теплолюбивых форм на низменной денудационной равнине Восточно-Европейской платформы и на возвышенностях Урала. В южном направлении состав растительности постепенно изменялся за счет исчезновения гинкговых и возрастания роли теплолюбивых, особенно беннеттитовых и цикадофитов.

По распространению растительности и составу осадков можно предполагать существование на севере умеренного, а на юге — умеренно-теплого термического режима. Для обеих областей характерно угленакопление. Особенно интенсивно накопление углей и лигнитов происходило в районе предгорий и на границе умеренно-теплого и субтропического климата и резко шло на убыль при удалении от возвышенностей в сторону субтропиков.

На крайнем юге термический режим был высоким. Об этом свидетельствуют большое распространение мономиктовых и олигомиктовых формаций, преобладание среди глинистых минералов каолинита и состав растительных ассоциаций, среди которых почти полностью отсутствуют гинкговые и хвойные. Наличие озерно-болотных, пойменных и русловых фаций, большое распространение сидерита позволяют считать данную область увлажненной с нейтральной или слабокислой средой (Синицын, 1966).

В плинсбахском веке формирование каолинитовой коры выветривания в Тургайском прогибе прекратилось, но сосредоточилось в междуречье Амударьи и Сырдарьи и на Каракумском поднятии. В этих районах на сравнительно хорошо расчлененной низменной денудационной равнине в условиях влажного субтропического климата интенсивному выветриванию подвергались алюмосиликатные и осадочные породы. Продукты размыва каолинитовой коры выветривания сохранились не только во впадинах, занятых озерами, и в пойменных частях рек, но и в пределах низменной озерно-аллювиальной равнины Средней Азии.

Полимиктовость морских осадков Кавказа вызвана не существованием умеренно-теплых условий, а интенсивным воздыманием и размывом внутригеосинклинальных поднятий. Появление карбонатного материала на вершинах и склонах кордильер и развитие экстракарбонатной формации на Дзирульском массиве вызвано наличием высокого термического режима. Своеобразный состав морских беспозвоночных Кавказа, среди которых преобладают представители средиземноморской палеобиогеографической области (Нуцубидзе, 1966), также указывает на существование высоких среднегодовых температур морских бассейнов.

Проведенные палеотермометрические определения как химико-аналитическим, так и изотопным методами по органическому

кальциту ростров белемнитов и по раковинному веществу брахиопод подтверждают выводы о сравнительно высокой температуре морских вод, основанные на результатах анализа органических остатков и вещественного состава осадков.

В Карпатском бассейне по белемнитам среднегодовые температуры колебались в пределах 20,4—22,0°. Среднегодовые температуры морей Северного Кавказа и Закавказья оказались близкими и колебались в пределах 21,4—23,5°. Аналогичные температуры получены по раковинному веществу брахиопод, обитавших в сублиторальной зоне.

По палеотермометрическим определениям Крымский бассейн характеризовался более низкими температурами. Исследования раковинного вещества брахиопод бассейна р. Бодрак дали колебания температур от 14,2 до 18,2°C. По-видимому, эти бентонные организмы обитали на больших глубинах, чем однотипные формы в Закавказье (Ясаманов, 1973а и б).

Таким образом, на европейской части СССР, в Средней Азии и в Тургае в течение плинсбахского века существовал равномерно-влажный климат с субтропическим термическим режимом. На юге области температуры колебались в пределах 20—24°C, т. е. близки к тропическим, но в северном направлении среднегодовые температуры приповерхностных частей морей понижались на 3—5°. Ландшафты центральных районов Восточно-Европейской платформы, Южного Урала, юга Западной Сибири, Приангарья и Западного Прибайкалья развивались в условиях сравнительно высокой влажности с термическим режимом около 15—18°. На остальной части Сибири и Казахстана климат был равномерно-влажным с годовым количеством осадков не менее 2000 мм, но среднегодовые температуры, по-видимому, не поднимались выше 10—12°C.

Тоарский век

В тоарском веке значительная часть Восточно-Европейской платформы представляла собой низменную холмистую равнину, подвергавшуюся денудации. В начале тоара море проникло в юго-восточные части Днепровско-Донецкой и в Прикаспийскую впадины. Отсутствие грубых терригенных осадков в прибрежных частях свидетельствует о низменном рельефе суши. Прибрежно-морские и континентальные осадки Днепровско-Донецкой, Прикаспийской и Львовской впадин представлены мелко- и тонкозернистыми кварцевыми песками, а в Причерноморской впадине и на Скифской плите развиты кварцево-полевошпатовые пески. Большая полимиктовость и некоторое огрубение песчаных осадков на юге Восточно-Европейской платформы вызвано привнесом слабо выветрелого материала со стороны геосинклинальных поднятий. В этом отношении особенно показательно изменение состава глинистых толщ в меридиональном направлении. В то время как на севере глины имеют каолинитовый состав и реже каолини-

тово-гидрослюдистый, на Скифской плите распространены исключительно гидрослюдистые глины.

Значительная территория Прикаспийской впадины представляла собой в тоарском веке озерно-аллювиальную низменную равнину, в пределах которой происходило формирование песчано-алевритовых осадков. По данным И. Г. Сазоновой и др. (1967), на востоке Прикаспийской впадины располагались озера и болота, в которых отлагались глинисто-песчаные осадки (верхняя часть чушкакульской свиты). Области сноса являлись возвышенности Южного Урала и Мугоджар.

На Южном Урале, в Тургае и в Казахстане палеогеографическая обстановка по сравнению с предшествующими веками не претерпела существенных изменений. В крупных впадинах Казахстана формировались осадки угленосной и слабо угленосной формаций. Наряду с полимиктовыми песками, гидрослюдистыми углистыми глинами и бурыми углями присутствуют косослоистые галечники и конгломераты, позволяющие наряду с озерно-болотными выделить и аллювиальные фации. Последние известны в Майкюбеньской, в южной части Карагандинской и в Алакольской впадинах.

Большое распространение озерно-болотных и аллювиальных фаций характерно не только для Казахской складчатой области, но и для Тургайского прогиба, Приаралья, Сырдарьинской и Амударьинской впадин. В этих районах широко распространена слабо угленосная формация.

Денудационные поверхности Туранской плиты и прилегающих частей Средней Азии представляли собой низкую равнину, на которой процессы выветривания и корообразования протекали весьма вяло. Отсутствие грубообломочных образований, развитие средне- и тонкозернистых песков и алевритовых кварцево-полевошпатового состава и каолинитово-монтмориллонитовых глин, накопление растительного материала и заболачивание пойменных участков рек свидетельствуют о существовании низкого рельефа.

На низменной равнине Западной Сибири в течение тоарского века накапливались аллювиальные и озерные осадки. По гранулометрическому составу и мощности отложений тоара вырисовываются плоские поднятия (Тазовский и Нижнеартовский своды). В Чулымо-Енисейской и Кузнецкой впадинах формировались угленосные осадки. В периферических частях впадин преобладали русловые и пойменные фации, а в центральных участках распространены пойменные, старичные, озерные и озерно-болотные осадки. Наличие грубых терригенных осадков позволяет заключить о значительной скорости речных потоков и о существовании сравнительно возвышенных участков.

Алтае-Саянская область являлась горной страной, и лишь в узких межгорных впадинах в Горной Шории и на Восточном Саяне накапливались грубообломочные аллювиальные осадки. Так, в Каргинской впадине (Тува) сформировались толщи валунных конгломератов, а в Кулунде — галечно-песчано-алевритовые

осадки, местами угленосные. Угленосность характерна для Кузнецкой впадины (верхи абашевской и низы осинольской свит).

На юге и востоке Сибирской платформы расширились области континентального осадконакопления. Произошло постепенное понижение из-за сильной денудации рельефа Среднесибирской возвышенности и Байкальских гор. В течение тоарского века из областей размыва Сибирской платформы поступал тонкий терригенный материал. Ангаро-Вилуйский прогиб представлял собой озерно-аллювиальную низменность с медленно текущими, сильно меандрирующими реками с большим количеством стариц, озер и болот. Терригенный материал хорошо отсортирован и окатан, а грубость его возрастает в сторону Среднесибирской возвышенности и Байкальских гор. В центральных районах низменности накапливались песчано-алевритовые осадки, иногда угленосные (верхи карабулинской и чайкинской свит). Тонкие терригенные осадки ритмичного строения с многочисленными пластами угля отлагались в Канском (переезловская свита) и в Иркутском бассейнах (Палеогеография СССР, т. III, с. 91; Ясаманов, 1976). Многочисленные исследования по литологии угленосных отложений (Фациальные условия..., 1963; Тимофеев, 1969, 1970 и др.) позволяют считать, что источниками сноса для юго-западных и южных районов Ангаро-Вилуйской аккумулятивной низменности являлись в течение тоарского века горные массивы Восточных Саян, возвышенности Енисейского кряжа и горы Западного Прибайкалья.

Большим распространением пользуются морские отложения тоара в геосинклинальных бассейнах и в прилегающих частях Восточно-Европейской платформы и Туранской плиты. В результате значительных опусканий море расширило свои границы на Карпатах. Окраинные участки были мелководными и в этих условиях накапливались песчаные и песчано-глинистые осадки. В зоне Пеннинских утесов, где глубины моря были сравнительно большими, формировались глинисто-карбонатные осадки. Они представлены мергелями, глинистыми известняками с небольшим количеством органогенных известняков.

В Крыму и на Кавказе тоарский век был веком максимальной трансгрессии. Однако в результате неравномерного наступления моря местами наблюдается несогласное налегание верхнетоарских отложений на нижнетоарские. Большим распространением пользуются песчано-глинистые отложения с пелагической и бентосной фауной. Терригенный материал в мелководной бассейн поступал с внутригеосинклинальных поднятий. В геосинклинали Южного склона Большого Кавказа распространены аспидные и глинистые сланцы с прослоями мелко- и тонкозернистых песчаников и алевритов полимиктового состава. Песчаные фракции гидрослюдистых глин также полимиктовые. На подводных кордильерах, ограничивающих с юга геосинклинальный трог, так же как и в плинсбахском веке, накапливались известковистые осадки, в которых породобразующую роль играли брахиоподы, кораллы, губки, белемниты и морские лилии.

В тоарском веке по сравнению с предшествующими веками раннеюрской эпохи увеличилась роль влаголюбивой растительности, особенно на низменностях. Хвойно-беннеттитовые леса с папоротниковым подлеском покрывали значительные пространства европейской части СССР и Урала. Лишь на Украинской возвышенности, где, по-видимому, температурные условия были несколько ниже, росли умеренные хвойно-гинкговые леса.

Хвойно-гинкговые леса с незначительным участием беннеттитовых покрывали Казахскую возвышенность, возвышенности Алтая и Западных Саян. Область распространения хвойно-гинкговых лесов отвечает Сибирской геоботанической области, установленной В. Д. Принадой (1962) и В. А. Вахрамеевым (1964). В составе лесов принимали участие сосновые подокарповые, подозамитовые, гинкговые (гинкго, сфенобайера, феникопсис, чекановская). Наряду с ними произрастали папоротники (конноптерис, кладофлебис, рафаэрия). Самостоятельные иногда монодоминатные заросли на юге Западной Сибири слагали диптериевые, мараттиевые, маттониевые папоротники. Вместе с ними на пойменных участках и на берегах озер росли *Equisetites*, *Neocalamites*, *Annoloriopsis*.

На континентальных пространствах Средней Сибири наряду с хвойными и гинкговыми произрастали беннеттитовые. Заболоченные участки покрывались хвощевыми и папоротниковыми зарослями, а на возвышенных участках росли беннеттитовые, но значение последних с течением времени все более сокращалось.

В южном направлении в составе лесов появляются цикадофитовые, что дает основание выделить зону хвойно-беннеттитово-цикадофитовых лесов. Они занимали пространства Скифской плиты, Прикаспия, Северного Приаралья и Тургая. В составе лесов участвовали представители семейств сосновых, подозамитовых, араукариевых, цикадофитовых и беннеттитовых. Вместе с тем в подлеске по сравнению с лесами, расположенными севернее, возрастает роль диптериевых и мараттиевых папоротников.

На возвышенностях Средней Азии отсутствовали беннеттитовые и располагались цикадофитово-хвойные леса. Необходимо отметить присутствие в них гинкго, феникопсис и чекановская. Среди папоротников известны лишь холодолюбивые кладофлебис и конноптерис.

В южном и юго-западном направлении в лесной формации резко возрастает роль цикадофитов с одновременным сокращением значения хвойных, беннеттитовых и особенно гинкговых. Значительная часть Туранской плиты и Закаспия покрывалась зарослями цикадофитов и теплолюбивых папоротников. Область развития цикадофитовых и папоротниковых лесов в тоарском веке и в средней юре соответствует Индо-Европейской палеофитогеографической области (Вахрамеев, 1964).

Условия для обитания морской фауны в течение раннеюрской эпохи на территории Юга СССР оставались однообразными. Сравнительно высокие температуры способствовали широкому рассе-

лению головоногих и двусторчатых моллюсков, брюхоногих и брахиопод. Вместе с тем лишь на Памире и на кордильерах Западного Закавказья известны угнетенные формы кораллов (*Mantlivaltidae*). Это связано не столько с неблагоприятными термическими режимами морей, сколько со значительной мутностью вод и отсутствием благоприятного субстрата.

На территории Карпат и Кавказа в раннем лейасе обитали *Nannobelus*, *Hastites*, *Angeloteuthis*, *Rhabdobelus*, которые распространены также и на севере Сибири. Однако начиная с плинсбахского века намечается дифференциация белемнитов, вызванная различием термического режима. Только в Кавказско-Карпатском морском бассейне известны *Holcobelus*, *Passaloteuthis*, *Belemnopsis*, *Mesoteuthis*. В конце тоарского века массовое распространение в бассейне Тетиса получили *Grammoceras*, *Pseudogrammoceras*, *Dumortieria*, но в северном направлении видовой состав этих аммонитов заметно обедняется, что также, по-видимому, было вызвано различием температурных условий.

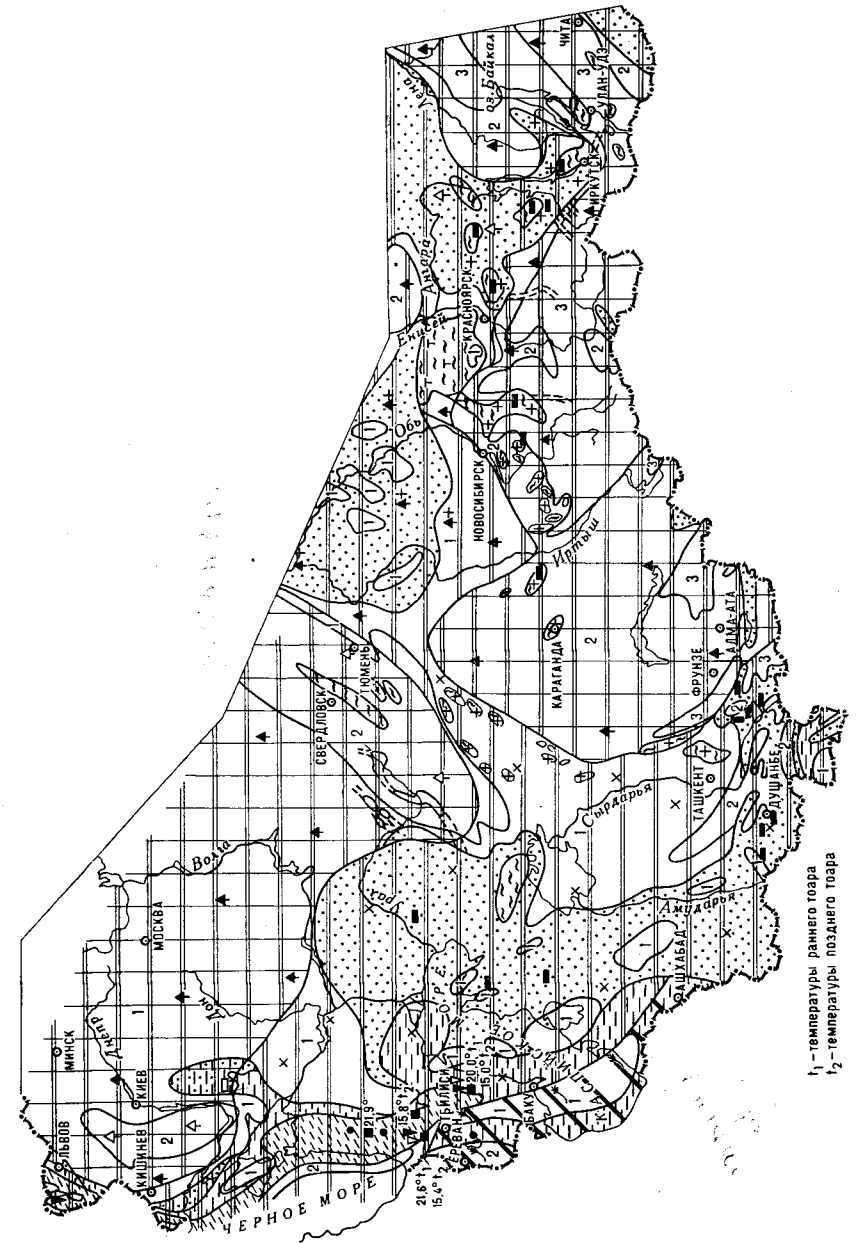
Таким образом, зональный тип формаций и растительности в тоарском веке оставался примерно таким же, как и в плинсбахе.

Преобладание полимиктовых осадков в центральных областях Восточно-Европейской платформы, в Западной и Средней Сибири позволяет заключить о слабом проявлении процессов выветривания, что было вызвано существованием сравнительно низких среднегодовых температур. На это указывает также широкое распространение умеренно-теплых и умеренных растительных ассоциаций (хвойно-гинкговые и хвойно-гинкговые леса с примесью беннеттитовых). Несмотря на низкий температурный режим, влажность была большой. Об этом свидетельствует не только влаголюбивая растительность, но и фации сильно обводненных ландшафтов (озерные, озерно-болотные пойменные, старичные).

Более теплый и влажный климат господствовал на юге Западной Сибири, в Средней Сибири, в Тургае, Средней Азии и на юге европейской части СССР (рис. 3). На существование теплого и влажного климата в Западной Сибири указывают значительное распространение сероцветных полимиктовых осадков озерно-аллювиального происхождения, присутствие каолинита среди глинистых толщ и теплолюбивый характер растительности.

Обилие в осадках Чулымо-Енисейской, Кузнецкой и Ангаро-Вилуйской озерно-аллювиальных низменностей пирита и растительных остатков позволяет считать среду осадконакопления восстановительной.

Присутствие теплолюбивой растительности (беннеттитовые, цикадофитовые, диптериевые, мараттиевые, маттониевые папоротники) позволяет считать климат юга Сибирской платформы и Западной Сибири близким к субтропическому. Этот вывод хорошо согласуется с результатами палеотермометрических определений, проведенных Т. С. Берлин и др. (1966) и автором (1976). Температуры установлены по рострам белемнитов и по раковинному



1 — температура раннего тоара
2 — температура позднего тоара

Рис. 3. Схематическая ландшафтно-климатическая карта тоарского века. Условные обозначения см. рис. 1

веществу двустворчатых моллюсков, обитавших в морях севера Сибири и в Ленском море. Несмотря на большое число анализов (свыше 100 образцов), как методом изотопной палеотермометрии, так и химико-аналитическим методом были получены однозначные результаты. Среднегодовые температуры в Ленском море и в Вилюйском заливе колебались в пределах 19,4—24,6°C. Причем температуры, определенные по рострам белемнитов, оказались близкими к температурам, установленным по раковинному веществу двустворчатых моллюсков, обитавших вблизи берега моря. По рострам белемнитов из низовьев р. Лены и р. Хатанги температуры не превышали 21,5°C.

Теплолюбивая и мезофильная растительность юга европейской части СССР и Средней Азии свидетельствует о теплом равномерно-влажном климате. На высокую влажность указывает также широкое распространение озерных, озерно-болотных, пойменных и старичных фаций. В целом русла рек плохо реконструируются ввиду тонкой размерности обломочного материала, вызванной малой скоростью рек и обширными разливами на низменной равнине.

Значительная полимиктовость материала характерна для Тургайской низменности и западных районов Средней Азии. Несмотря на обилие атмосферных осадков и сравнительно высокие температуры, выветривание протекало весьма слабо. Обломочный слабо выветрелый материал поступал из Уральской и Казахской возвышенностей, на которых термический режим был умеренным и не способствовал глубокой химической переработке горных пород.

О высокой температуре морских вод Карпат, Крыма, Кавказа и Памира свидетельствует появление коралловой фауны. На Северном Кавказе и в Северном Закавказье температуры в раннем тоаре, установленные по рострам белемнитов, колебались в пределах 20—22°C, но в позднем тоаре они понизились до 15—17°C. Снижение термического режима приповерхностных морских вод устанавливается и по сокращению ареала развития теплолюбивой фауны (Нуцубидзе, 1966). В позднем тоаре большое развитие в Кавказском бассейне получили эвритермные двустворчатые моллюски, а среди белемнитов в значительной степени уменьшилось как количество видов, так и число особей.

На Малом Кавказе и в Копетдаге климат в тоарском веке стал более засушливым, чем в плинсбахе. Иссушение климата отразилось и на литологическом составе осадков. Среди каолинит-монтмориллонитовых глин появляется и с течением времени приобретает большое значение палыгорскит. Постепенно в растительном покрове исчезают влаголюбивые папоротники и мезофильные беннеттитовые, а в составе ископаемой флоры Ирана появляются ксерофильные виды цикадофитов.

В целом денудационные ландшафты на территории Юга СССР в раннеюрскую эпоху были представлены низменностями, возвышенными равнинами, плато и горными массивами. В зависи-

мости от высоты и климатических условий денудационные ландшафты покрывались различной древесной растительностью, препятствующей денудации. Под прикрытием леса на низменных участках в Южном Казахстане, в Средней Азии и на юге Сибирской платформы в условиях сравнительно высоких среднегодовых температур, большой влажности и равномерного распределения атмосферных осадков в течение года формировались коры выветривания каолинитового типа. Лишь на границе триаса и ранней юры в Мугоджарах и на юге Средней Азии в условиях высоких температур и влажности выветривание доходило до латеритной стадии. На устойчивых, но небольших по площади поднятиях Северного Кавказа в тоарском веке, а возможно, и несколько ранее выветривание основных эффузивов способствовало накоплению минералов свободного глинозема, которые в дальнейшем послужили основой для образования железистых бокситов Лабинно-Малкинской зоны.

Большие площади в раннеюрскую эпоху занимали области континентального седиментогенеза. Широким распространением пользуются угленосные, песчано-глинистые сероцветные полимиктовые и олигомиктовые осадки, а вблизи районов развития кор выветривания известны мономиктовые осадки с большими коэффициентами устойчивости. Континентальные осадки формировались на пологих и обширных озерно-аллювиальных низменностях, в пределах которых располагались озера, меандрирующие реки с широкими поймами и с большим количеством стариц, зарастающие гигрофильной растительностью и постепенно заболачивающиеся. Незначительным распространением пользуются русловые фации с грубообломочным материалом, сосредоточенные вблизи возвышенностей и горных массивов. В морских бассейнах ввиду преобладания денудации накапливались бескарбонатные и слабо карбонатные терригенные осадки.

Фациальный анализ и вещественный состав континентальных осадков, а также тип растительности раннеюрской эпохи позволяет заключить о существовании высокой влажности и равномерном распределении атмосферных осадков в течение года почти на всей территории Юга СССР. Только в конце тоарского века на юге Средней Азии появились признаки некоторого иссушения климата.

Зональность в распределении растительных ассоциаций вместе с литологическими показателями и палеотермометрическими определениями позволяет выделить термические зоны.

В зоне хвойно-гинкговых лесов преобладало физическое выветривание и механическая седиментация (Синицын, 1966). В континентальных седиментационных бассейнах, как указывалось выше, накапливались сероцветные песчано-глинистые угленосные отложения, а в морских бассейнах — терригенные бескарбонатные. На платформах с вялым тектоническим режимом развиты олигомиктовые осадки, а в областях активизации — полимиктовые. Широко распространенные глины представлены гидро-

слюдами, а примесь каолинита возрастает в южном направлении в сторону смешанных лесов, но преобладающее значение получает в области развития цикадофитовых лесов.

Во внутриконтинентальных водоемах осаждалось мало извести. Воды, обедненные кислородом, несли большое количество продуктов разложения, растительных остатков, а это не благоприятствовало развитию пресноводных, особенно легочных моллюсков. Незначительные различия фаунистических комплексов морей Севера и Юга СССР свидетельствуют о слабой дифференциации морских климатов, так как на суше климатические различия при анализе растительных ассоциаций и осадков фиксируются более четко. Среднегодовые температуры приповерхностных частей морских бассейнов Севера и Юга СССР колебались в пределах 18—22°, но отличия, по-видимому, состояли в существовании более низких температур в зимние периоды. Это предположение подтверждается при анализе растительных ассоциаций. По данным В. М. Сеницына (1966), единственный представитель современных гинкговых (*Ginkgo biloba* Z.) растет в Среднем Китае, Японии, в Западной Европе, Западной Украине, в Крыму и на Кавказе и переносит холод несуровой зимы со среднеянварской температурой около —5°—0°. Это позволяет сделать вывод о существовании в областях развития хвойно-гинкговых лесов мягких снежных зим и температурных условий, близких к современным областям с умеренно-теплым климатом. На это, в частности, указывает и существование в подлеске хвойно-гинкговых лесов цикадофитов и нильсония (Сеницын, 1966), роль которых возрастает на юге. Исходя из анализа литологических и фаунистических данных, В. М. Сеницын (1966) предполагает наличие в зоне хвойно-гинкговых лесов среднегодовых температур около плюс 12° или плюс 15°C. В то же время в морях, омывавших сушу с хвойно-гинкговыми лесами, среднегодовые температуры достигали плюс 18°—22°C.

Более высокий термический режим характерен для южных районов. Здесь отсутствовали сезонные колебания температур. На суше росли смешанные и цикадофитовые леса, в которых процент умеренно-теплых форм незначителен. На высокий термический режим указывает состав продуктов выветривания и формаций. Широким развитием пользуются мономиктовые и олигомиктовые терригенные осадки. Среди глинистых минералов преобладает каолинит. По-видимому, среднегодовые температуры в зоне смешанных лесов достигали 20—24°C, а в зоне цикадофитовых лесов — 24—28°C, что соответствует тропическим условиям.

Среднеюрская эпоха

Ааленский век

В ааленском веке области морской аккумуляции на Восточно-Европейской (Русской) платформе расширились. Однако часть платформы по-прежнему представляла собой область де-

нудации. Здесь располагалась низменная слабо всхолмленная равнина с отдельными крупными возвышенностями. С севера она ограничивалась Балтийской и Тиманской возвышенностями, с востока — Уральской, а на юго-западе располагалась Украинская возвышенность (рис. 4).

В Днепровско-Донецкой впадине море расширило свои границы. В центральных частях накапливались глины, обогащенные карбонатным материалом. В прибрежных участках развиты песчано-глинистые осадки, по простиранию сменяющиеся косослоистыми мелкозернистыми кварцевыми песками и ожелезненными кварцевыми песчаниками. Глины в Днепровско-Донецком бассейне каолинитово-гидрослюдистые.

Днепровско-Донецкий бассейн отделялся от Прикаспийского Воронежско-Ставропольским поднятием. Отсутствие грубообломочных образований в прибрежных частях позволяет считать, что поднятие имело низкий, почти сглаженный рельеф. Распространенные косослоистые мелкозернистые кварцевые пески прибрежно-дельтовые и являются показателями существования речной системы, выносившей в морские бассейны терригенный материал.

Опускание Прикаспийской впадины привело к трансгрессии. В западной части накопились илестые осадки с примесью алевритовых частиц с тонкими прослоями песчаного материала, а также кварцево-глауконитовые и кварцевые тонкозернистые пески с большим количеством растительного детрита (олигомиктовая формация). По данным И. Г. Сазоновой и др. (1967), количество неотсортированного материала и крупно- и среднезернистого песка в осадках увеличивается с востока на запад и это свидетельствует о поступлении обломочного материала с Воронежско-Ставропольской суши. В северо-западном и северном направлениях морские осадки постепенно замещаются аллювиальными образованиями низменной прибрежной равнины, состоящими из кварцевых разнозернистых косослоистых песков, и линзообразными прослоями глин.

С востока к морю примыкала низменная прибрежная равнина с большим количеством озер, болот и рек с широкими долинами и медленным течением. Последние приносили с Уральской и Южно-Эмбенской возвышенности тонкий терригенный материал. Осадки прибрежной низменной равнины состоят из монтмориллонитово-гидрослюдистых глин, тонкозернистых песков и алевритов кварцево-полевошпатового состава. Встречается большое количество прослоев и линз углистых глин, лигнитов и бурых углей (угленосная и слабо угленосная формации). Восточнее слабо угленосная формация постепенно сменяется песчано-глинистой сероцветной континентальной. Среди полимиктовых песков и каолинитово-гидрослюдистых глин этой формации часто встречаются прослои галечников и гравелитов.

Возвышенности Казахстана и Урала разделялись узкими впадинами, в которых формировались сероцветные континенталь-

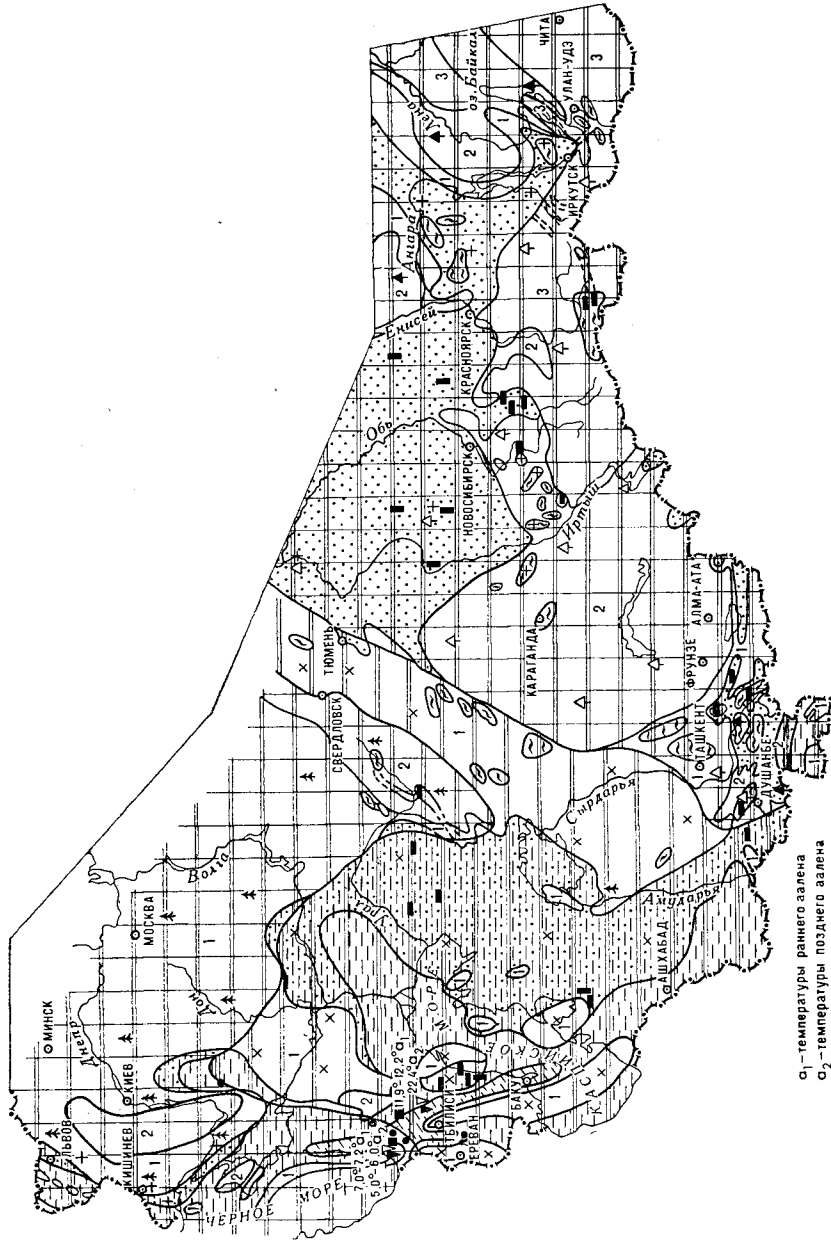


Рис. 4. Схематическая ландшафтно-климатическая карта ааленского века. Условные обозначения см. рис. 1

ные терригенные осадки. Расширение областей осадконакопления обусловило затопление депрессий озерами. В озерных водоемах и в поймах рек накапливались глинисто-алевритовые осадки. Углеобразование происходило в Майкюбенской впадине. В последней, а также в Карагандинской впадине, наряду с озерными, пойменными и озерно-болотными осадками распространены песчано-галечные аллювиальные отложения. Обломочный материал поступал с невысоких холмистых гряд, обрамлявших впадины.

В пределах Тургайского прогиба располагалась холмистая равнина с узкими депрессионными участками, занятыми озерами. В них накапливались глинисто-алевритовые и глинисто-песчаные осадки.

На территории Туранской плиты, в условиях озерно-аллювиальной низменной равнины, формировалась олигомиктовая и слабо угленосная формации. Олигомиктовые пески и глинистые алевриты являются осадками озер и пойменных частей рек, а в заболоченных участках накапливались угли и углистые глины.

В Средней Азии произошло расширение впадин, центральные части которых были заняты мелководными пресными водоемами. В их пределах происходило формирование песчано-глинистых осадков. На бортах впадин распространены более грубые отложения русел рек и временных потоков, стекавших с обрамляющих поднятий. Такими крупными впадинами в ааленском веке являлись Ферганская, Приташкентская и Каратауская. Высота горных массивов и их размеры в течение аалена постепенно уменьшались.

В ааленском веке бассейн седиментации в Западной Сибири по сравнению с предшествующими веками расширился. Располагавшаяся на западе Уральская возвышенность понизилась и представляла собой приподнятую слабо расчлененную равнину (Палеогеография СССР, т. III, с. 94). Платообразные возвышенности сохранились в пределах Сибирской платформы (Енисейская и Среднесибирская возвышенности).

Осадконакопление в Западной Сибири осуществлялось на озерно-аллювиальной низменности. Водораздельные участки, представляющие собой местные источники сноса в аалене, постепенно исчезли. Повсеместно накапливались аллювиальные и озерные песчано-алевритовые и глинистые сероцветные осадки. Уменьшение размерности терригенных частиц в северном направлении указывает на существование основного направления сноса обломочного материала. Значительным распространением пользуются полимиктовые и кварцево-полевошпатовые песчаные и каолиново-гидрослюдистые глинистые осадки, обогащенные на юге и на востоке окислами и гидроокислами железа.

В межгорных впадинах Алтае-Саянской области концентрировался грубый терригенный материал. В целом область, как и прежде, представляла собой горное поднятие, но северо-западные и южные районы были более низкими. На низменных озерно-аллювиальных равнинах, окаймлявших Алтае-Саянскую область, фор-

мировались угленосные толщи. Здесь отлагались глины, алевроиты, полимиктовые и олигомиктовые пески пойменной и озерной фаций, углистые глины, лигниты и угли озерно-болотной фации, а в периферических частях — песчано-галечные осадки. Присутствие наряду с тонкими терригенными разностями грубого материала позволяет сделать заключение о значительной высоте и расчлененности рельефа, о полноводности и большой скорости речных потоков. Наиболее мощные толщи угленосных отложений были сформированы в Кузнецкой, Кулундинской и Тувинской впадинах. В последней в начале аалена накопились аллювиальные песчано-галечные осадки, позднее в обстановке заболачивания — пески, алевроиты, глины и угли.

Воздымание Сибирской платформы в аалене привело к сокращению областей аккумуляции и регрессии Ленского моря. Размеры Ангаро-Вилуйского прогиба сильно сократились. В центральных и северо-восточных частях отлагались аллювиальные песчаные осадки, но на юге и юго-западе в условиях продолжавшегося опускания сохранились озерно-болотные условия. Но с течением времени в Канский и Иркутский бассейны стал поступать более грубый материал, приносимый речными потоками, скорость которых по сравнению с тоарским веком возросла. В долинах рек стали накапливаться пески с примесью галечника и алевролиты и резко уменьшился объем глинистого материала. Наиболее грубые толщи приурочены к горным массивам Восточного Саяна и Западного Прибайкалья. Уменьшение грубости материала и ориентировка галек в северо-западном направлении позволяет заключить о стоке речных потоков в сторону Западно-Сибирской низменности.

Таким образом, на юге Сибирской платформы процесс угленакпления в аалене постепенно затухал. Распространены песчано-глинистые осадки полимиктового и олигомиктового типа. Цемент песчаников каолинистый и каолиново-гидрослюдистый. Широко развиты русловые, пойменные, старичные и озерные фации, свидетельствующие о значительной обводненности территории.

В течение ааленского века в геосинклинальных морях существенных изменений не произошло. Карпатский бассейн грядой островов разделился на две части: более мелководную северо-восточную и относительно глубоководную юго-западную, которая сообщалась с открытыми морями Западной Европы. Повсеместно накапливались глинисто-карбонатные и кварцевые песчаные осадки, в различной степени известковистые.

В Крыму наряду с грубозернистыми песками формировались тонкозернистые и глинистые алевролиты с примесью глин. На Северном Кавказе море затопило часть Предкавказской суши, но вместе с тем в других районах отмечается медленная регрессия со сменой глубоководных осадков мелководными. Значительная регрессия моря произошла в Дагестане, где на месте морского бассейна возникла низменная прибрежная равнина, в пределах ко-

торой формировались болотно-дельтовые угленосные отложения. В значительной степени усилилась подводная вулканическая деятельность на Северо-Западном Кавказе. В геосинклинали Южного склона Большого Кавказа в течение ааленского века накопились глинисто-песчаные и алевроитовые осадки, а на Дзирульском массиве — осадки экстракарбонатной формации.

В пределах Памирской геосинклинали область морской седиментации расширилась, но одновременно уменьшились площади накопления карбонатных и глинисто-карбонатных толщ. На значительной площади формировались полимиктовые разнородные пески и каолиново-гидрослюдистые глины. Морские условия продолжали существовать в Туркмении.

В распределении растительного покрова ааленского века сохранилась зональность, характерная для тоара. Центральные районы Русской платформы и Урала покрывались хвойными лесами, состоящими, главным образом, из представителей семейств сосновых. В южном направлении появляются беннеттитовые и цикадофитовые. На Украинской возвышенности существовал разреженный лесной покров из ксерофильных пагоифиллумов. На южных склонах Украинской возвышенности, обращенных к морскому бассейну, в условиях значительной влажности росли диптериевые и мараттиевые папоротники.

Хвойно-гинкговые леса, аналогичные раннеюрским, покрывали Казахскую, Алтае-Саянскую возвышенности и низкорядье, обрамлявшее Ангаро-Вилуйскую низменность. Хвойно-гинкговые леса с папоротниковым подлеском росли на водораздельных пространствах Западной Сибири. Растительный покров низменности, кроме хвойных и гинкговых, составляли хвощевые, *Coniopteris*, *Cladophlebis*, *Raphaelia*.

Хвойно-беннеттитовые леса с многочисленными зарослями теплолюбивых папоротников покрывали Ставропольскую низменность и приморские районы Прикаспия. В составе растительного покрова принимали участие *Bennettites*, *Suprassaceae*, *Araucarites*, *Pinaceae*, *Podozamites*, *Podocarpus*, т. е. теплолюбивая древесная ассоциация. Наряду с ними, однако, встречаются и более умеренные гинкговые. Довольно большим распространением пользуются теплолюбивые *Coniopteris*, *Mattonisporites*, *Cyathidites*, *Dicksoniaceae*, *Mattoniaceae*, *Dipteridaceae*, а также схизейные и осмундовые папоротники.

В Закаспии росли хвойно-беннеттитовые и цикадофитовые леса. Среди хвойных значительным распространением пользовались сосновые, подокарповые и появились единичные формы классополис. В увлажненных местах располагались заросли теплолюбивых папоротников, плауновых и хвощевых. На возвышенностях юга Средней Азии, кроме хвойных (*Protopinus*, *Pinaceae*, *Podocarpus*) и цикадофитов, росли гинкговые (*Ginkgo*, *Czekanowskia*), а на склонах — *Coniopteris*, *Willsonia*, *Cladophlebis*, хвощи и плауновые.

Возвышенности Кавказа, Южного Приаралья, Тургайскую и Сырдарьинскую низменности покрывали цикадофитовые леса. Если

на юге цикадофиты доминировали, то в северном направлении среди них появляются кипарисовые, подокарповые и беннеттитовые. Подлесок, а на приморской равнине и в пойменных частях рек самостоятельные заросли составляли папоротники, хвощи и плауновые (*Coniopteris*, *Dictyophyllis*, *Dicksonia*, *Klekisporites* *Marattiaceae*, *Hymenophyllaceae*, *Osmundaceae*, *Lycopodiaceae*, *Selaginella*, *Equisetites*).

Начиная с ааленского века происходит дифференциация морской фауны. В Крымско-Кавказском и Карпатском морских бассейнах увеличивается число *Phylloceratina*, *Lytoceratina*. Большим распространением в морских бассейнах пользовались *Holcobelus*, *Mesoteuthis*, неизвестные в бассейнах Русской платформы, но широко распространенные в тропических морях Тетиса.

Строение литогенетических формаций и состав растительных ассоциаций ааленского века Юга СССР свидетельствует о существовании влажного климата с большим количеством атмосферных осадков. Однако по сравнению с тоарским веком угленакпление на юге Сибирской платформы в середине аалена полностью прекратилось. Заметно уменьшилась угленосность осадков Тургайского прогиба и Туранской плиты.

Коренных изменений климата в это время не отмечается. Вполне вероятно, что причиной затухания угленакпления явилось постепенное исчезновение контрастности областей аккумуляции и денудации. В районах, где сохранялся контрастный рельеф, угленакпление продолжалось; это были низменности с озерами и болотами, примыкавшие к горным массивам (Тувинская, Кызыльская и Кузнецкая впадины). В небольших масштабах угленакпление продолжалось в мелких впадинах Северного Казахстана.

Обводненные ландшафты существовали на юге Сибирской платформы, в Западной Сибири, в Казахстане, на юге Средней Азии и в европейской части СССР. На территории озерно-аллювиальной равнины Западной Сибири росли не только хвойно-гинкговые леса, но и большое количество болотной растительности. Гигро- и гидрофильная растительность произрастала на многочисленных приморских низменностях Юга СССР.

По составу мезофильной умеренно-теплой растительности и фациальному типу осадков Сибири и Казахстана, в которых почти неизвестен каолинит, климат можно считать равномерно-влажным, умеренно-теплым. Снижение термического режима в ааленском веке устанавливается и по палеотермометрическим данным. Причем температуры, установленные по рострам белемнитов, в значительной степени отличаются от температур среды обитания двустворчатых моллюсков. В Вилюйском заливе Ленского моря среднегодовые температуры среды обитания белемнитов, т. е. приповерхностных участков моря, колебались в пределах 15—17,2°C. Более высокие температуры установлены по поздне-ааленским белемнитам низовьев р. Лены и Лено-Хатангского бассейна, которые равнялись 16,5—19,1°C. Близкие значения уста-

новлены Р. В. Тейс (Берлин и др., 1970) при изотопном анализе ростров белемнитов севера Сибири (16,7°). Однако химико-аналитические определения температур, проведенные Т. С. Берлин (Берлин и др., 1970), оказались высокими (18,3—22,4°C), что, по-видимому, вызвано тем, что анализируемые организмы являлись обитателями мелких заливов.

Похолодание охватило также и центральные районы европейской части СССР, и северные районы Тетиса. Оно повсеместно было кратковременным, и уже в позднем аалене температуры вновь повысились. Изменение термического режима нашло отражение в составе фаунистических комплексов Крыма, Западного Закавказья и западных районов Северного Кавказа. Среди морских организмов преобладающая роль принадлежала эвритермным и сравнительно холодолюбивым организмам (Нуцубидзе, 1966; Ясаманов, 1972).

Температуры раннего аалена по белемнитам в Западном Закавказье достигали 7,2°, а на западе Северного Кавказа они были более высокими (11,9—12,2°). В то же время в конце позднего аалена температуры достигли 22,5°C. Температуры среды обитания двустворчатых моллюсков на глубинах около 100 м в морском бассейне Кавказа не превышали 5—6°.

Несмотря на общее довольно значительное повышение термического режима в позднем аалене, в целом для ааленского века на юге европейской части СССР предполагается существование умеренно-теплого равномерно-влажного климата с большим количеством атмосферных осадков. Сравнительно умеренные температуры, установленные при палеотермометрических исследованиях, хорошо согласуются с распространением умеренно-теплых растительных ассоциаций на Украинской возвышенности и хвойных лесов с примесью гинкговых в центральных районах Русской платформы. Вместе с тем появление на Украинской возвышенности пагиофиллумов свидетельствует о первых признаках иссушения климата.

Теплолюбивые растительные ассоциации в ааленском веке продолжали существовать лишь на юго-востоке Русской платформы и в Средней Азии. В восточном направлении происходит постепенное исчезновение умеренных форм и все возрастающее значение приобретают беннеттитовые, цикадофитовые и теплолюбивые папоротники. Последние были широко развиты на озерно-аллювиальных и озерно-дельтовых приморских низменностях.

Обилие влаги способствовало формированию пойменных, старичных, озерных и озерно-болотных осадков. Полимиктовость песчано-глинистого материала в периферических частях континентальных седиментационных бассейнов (западные районы Прикаспия, Закаспий, Тургайский прогиб) позволяет заключить о продолжающемся интенсивном размыве Воронежско-Ставропольской возвышенности, возвышенностей Казахстана и Урала, в пределах которых корообразовательные процессы были сильно замедлены.

На территории озерно-аллювиальной равнины Прикаспия и на озерно-дельтовой равнине Северного Кавказа и Туаркыра происходило углеобразование. Климат в восточной части Кавказа и Средней Азии, судя по строению литогенетических формаций (угленосные и сероцветные олигомиктовые) и мезофильному составу растительности, был влажным с большим количеством атмосферных осадков. О сравнительно высокой температуре свидетельствуют не только теплолюбивые растительные ассоциации (цикадофиты, беннеттитовые, теплолюбивые древовидные папоротники), ареал развития теплолюбивой фауны в морских бассейнах, особенно присутствие коралловой фауны на Памире, но и палеотермометрические определения по рострам белемнитов из центральных и восточных районов Северного Кавказа. Причем для раннего аалена, так же как и в целом для территории СССР, отмечается некоторое понижение температур. Среднегодовые температуры раннего аалена здесь достигали 14—14,5°C. Температуры позднего аалена существенно не отличались от западных районов и достигали 20—22°C. На основании более высоких температур морских вод и существования теплолюбивой флоры можно предполагать, что юго-восточные районы Русской платформы, южные районы Туранской плиты и Средняя Азия располагались в зоне влажного субтропического климата.

Байосский и батский века

В позднем байосе море проникло в Днепровско-Донецкую впадину через Ореховский пролив, а в западную часть Прикаспия — через Кума-Манычский прогиб. Максимум трансгрессия достигла в конце байоса, когда благодаря Ульяновско-Саратовскому, Пензо-Муромскому и Шиловско-Владимирскому прогибам море затопило центральные районы Русской платформы.

Морские осадки состояли из разнозернистых песков, местами глинистых, глинистых алевролитов и глин. Лишь в центральных частях морского бассейна формировались глинисто-карбонатные отложения с небольшой примесью песчаного материала. Пески и алевролиты кварцевые и кварцево-глауконитовые с сидеритом и растительным детритом, а глины каолиново-гидрослюдистого состава. В зависимости от условий осадконакопления степень отсортированности обломочных образований и их состав существенно меняется. По данным В. А. Гроссгейма (1972), в Подольской синеклизе развиты кварцевые и полимиктовые разности песков, а на юго-востоке Днепровско-Донецкой впадины — легкая фракция кварцевого и аркозового состава, на юге — полимиктового. В Московской впадине песчаные осадки кварцевые, а на востоке Русской платформы, из-за преобладающего сноса обломочного материала с возвышенностей Урала, — полимиктовые. В тяжелой фракции наряду с устойчивыми к выветриванию минералами присутствует значительное количество неустойчивых. В Причерноморской впадине терригенные осадки полимиктового

типа, а прослой глины — каолиново-гидрослюдистого состава. В Западно-Кубанском прогибе в морских условиях формировались глинистые осадки каолинового и каолиново-гидрослюдистого типа, а в Восточном Предкавказье и на востоке Северного Кавказа — кварцево-полевошпатовые пески. Снос обломочного материала осуществлялся с Воронежско-Ставропольской возвышенности.

Литологический состав осадков и фаунистические комплексы позволяют считать море Восточно-Европейской платформы нормально-солёным и неглубоким.

Прибрежные участки моря в северном направлении сменялись низменной аллювиальной равниной, в пределах которой формировались косослоистые песчано-галечные и гравийные осадки. На территории Припятского прогиба располагалась низменная озерно-аллювиальная равнина, где в условиях озер и болот отлагались углистые глины, лигниты и бурые угли. Обломочный материал временными и постоянными водотоками приносился с низменной денудационной слабо всхолмленной равнины, располагавшейся в центральных и северных районах Восточно-Европейской платформы и Урала (рис. 5). В байосе и в бате обособилась Балтийско-Уральская суша, представлявшая собой низменную денудационную равнину с грядами низких холмов. Центральные районы Украинского массива представляли собой возвышенную денудационную равнину. В конце байоса и в бате в результате продолжавшегося опускания Русской платформы ранее единая денудационная Воронежско-Ставропольская суша разделилась сравнительно широкой аллювиальной равниной.

Вдоль берегов Воронежской и Ставропольской суши отлагались косослоистые пески и алевриты с прослоями глин, представляющие собой дельтовые фации. В начале батского века Ореховский прогиб прекратил существование и сообщение Русского моря с Кавказским осуществлялось через Новоузенский и Кума-Манычский проливы.

К северо-западу от Окско-Цининского вала располагалась в батском веке прибрежная низменная равнина, в пределах которой формировались прибрежно-морские и континентальные осадки. В Подмосковье существовала озерно-аллювиальная низменная равнина с большим числом озер, болот, заболоченных пойм и стариц. Осадки представлены тонкозернистыми песками, алевролитами и углистыми глинами.

К востоку морские отложения Прикаспия постепенно сменяются осадками низменной равнины. На территории Южной Эмбы и Закаспия в течение байосского и батского веков на обширной прибрежной, временами заливавшейся морем озерно-аллювиальной равнине накапливались косослоистые глинисто-алевролитовые осадки, обогащенные растительным детритом, углистые глины и бурые угли (нижняя угленосная свита Южной Эмбы). На обширных участках юго-востока Прикаспия и Закаспия формировались озерно-болотные и пойменные глинистые осадки,

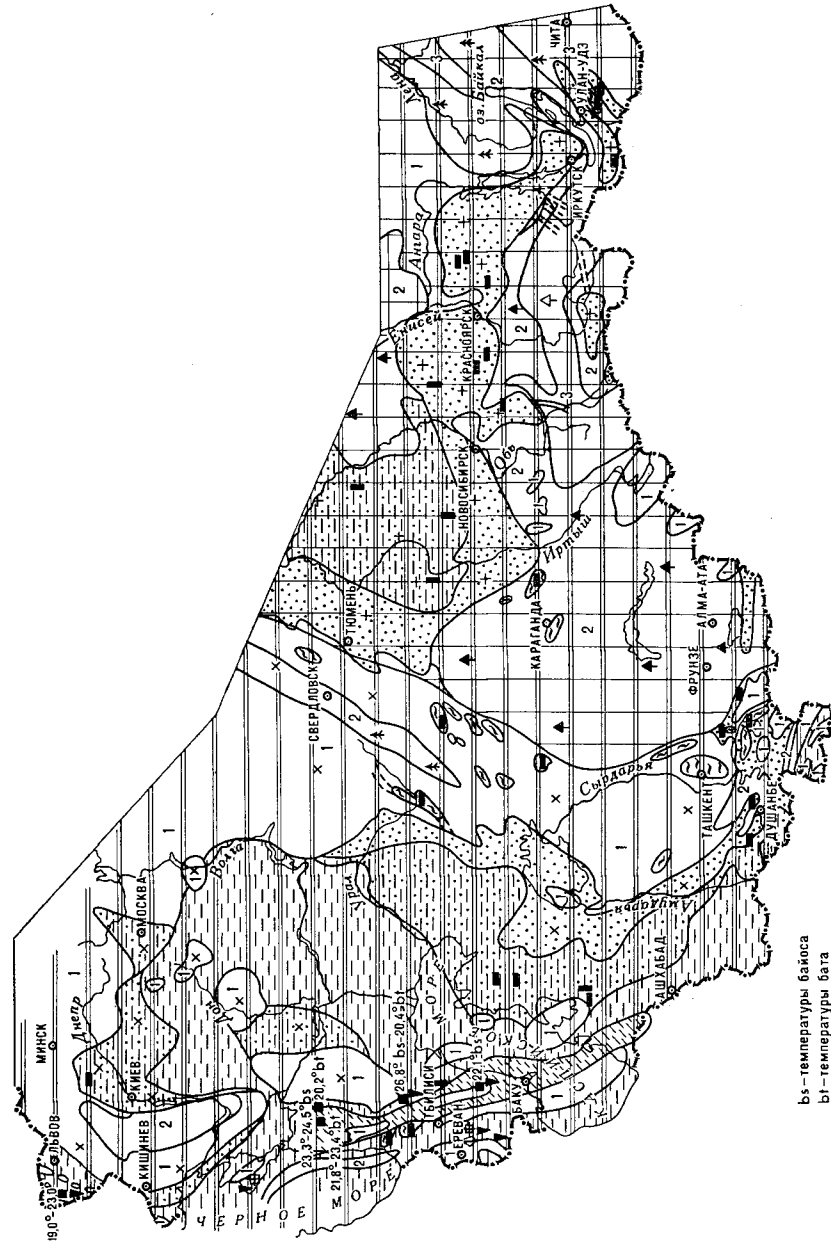


Рис. 5. Схематическая ландшафтно-климатическая карта байоского и батского веков. Условные обозначения см. рис. 1

обогащенные углистыми частицами и растительным детритом (слабоугленосная формация). Обломочный материал приносился речными системами с небольших возвышенностей и холмов Южного Урала.

В геосинклинальных бассейнах Юга СССР литологический состав осадков байоса и бата существенно иной. В Карпатской геосинклинали развиты карбонатные и глинисто-карбонатные отложения (слабо карбонатная и экстракарбонатная формации). Море с течением времени постепенно сократилось в размерах и глубина его уменьшилась. В первую очередь море покинуло окраинные части платформы. Регрессия особенно хорошо выражена в Пенинской зоне, где жубраковская свита, представленная известняками в центральной части, в южных районах замещается прибрежными мелководными криноидно-брахиоподовыми известняками, а на севере, в зоне Мармарошских утесов, — глинами и песчаниками.

В Крыму и на большей части Кавказа отсутствуют нижнебайосские отложения. Восточный Кавказ в это время испытывал интенсивные погружения. В батском веке наступила крупная регрессия, охватившая Закавказский срединный массив. В геосинклинали Южного склона, в прилегающих частях Закавказского массива и на Северном Кавказе в байосе происходили значительные подводные излияния лав среднего состава (андезитовые и базальтовые порфириды, спилиты, кератофиры).

В начале батского века в Закавказье произошли крупные поднятия. В результате восходящих движений произошла регрессия моря в пределах Закавказского срединного массива. Однако в центральных районах геосинклинальных прогибов продолжали существовать морские условия и накапливались глинистые осадки. Глинистые осадки восточной части Северного Кавказа в основном состоят из каолиново-гидрослюдистых и реже гидрослюдистых разностей.

Значительная часть Закавказского срединного массива представляла собой приподнятую область (возвышенная равнина) и подвергалась интенсивному размыву. Осадконакопление в континентальных условиях происходило в отдельных изолированных впадинах, представлявших собой низменные озерно-болотные равнины. В Ткибульской, Ткварчельской и Маганской впадинах в течение батского века формировались мощные толщи угленосных осадков.

На Малом Кавказе в течение байоса и бата происходили вулканические излияния основного состава, а в периоды между извержениями накапливались песчано-глинистые осадки. Во второй половине батского века в Нахичевани площадь морской седиментации расширилась и в мелководном заливе формировались терригенные осадки, обогащенные известковистым материалом. В конце батского века почти повсеместно в Крыму и на Кавказе произошли крупные поднятия, сопровождавшиеся складкообразовательными движениями.

В начале байосского века в Туркмении и на юге Средней Азии площадь морского бассейна расширилась. На Большом Балхане распространены песчано-глинистые осадки (песчано-глинистая олигомиктовая формация). К северу море постепенно сменялось низменной прибрежной равниной с широкими дельтами рек, в пределах которой накапливались песчано-глинистые угленосные осадки (слабо угленосная формация).

Значительные погружения Памира и прилегающих районов вызвали трансгрессию. В северных окраинных районах накапливались песчано-глинистые осадки, а в центральных — в позднем байосе и в бате — известковые илы. Суша была низменной и сильно выровненной.

В течение байоса и бата сильные прогибания ряда участков Туранской плиты способствовали кратковременной трансгрессии. На Мангышлаке и на юго-западе Гиссарского хребта среди континентальных отложений с остатками наземной растительности и лимнических углей присутствуют пласты с морской фауной (Палеогеография СССР, т. III, с. 98). Значительная часть Туранской плиты представляла собой низменную прибрежную равнину, в пределах которой располагались дельтовые части крупных рек и озера, где накапливались песчано-глинистые олигомиктовые осадки. На юге и юго-западе прибрежная равнина временами заливалась морем. Здесь располагались мелководные и возможно опресненные заливы (Кугитанг, Туаркыр).

С востока и северо-востока прибрежная низменная равнина обрамлялась низменной озерно-аллювиальной равниной. Аналогичные условия существовали на юге Средней Азии. В крупных озерах, расположенных во впадинах Тянь-Шаня, формировались алевритово-глинистые угленосные осадки.

Южный Урал, Мугоджары, Тургайский прогиб, Восточное Приаралье и бассейн р. Сырдарьи представляли собой низменную денудационную равнину, на которой располагались гряды холмов и увалов, с крупными впадинами, занятыми озерами и широкими речными долинами. Озерные водоемы и пойменные участки рек подверглись заболачиванию. Большим развитием в пределах впадин пользовались озерные, озерно-болотные и пойменные фации. Реже встречаются русловые фации, осадки которых состояли из косослоистых грубо- и крупнозернистых хорошо отсортированных песков и галечников. Озерные и пойменные осадки представлены песками, алевролитами, глинами и пластами угля; терригенная примесь угленосных осадков полимиктового состава, а глины — каолиново-гидрослюдистые.

Интенсивное прогибание Западной Сибири вызвало исчезновение крупных возвышенных водораздельных участков суши. В целом Западная Сибирь представляла собой обширную слабо расчлененную озерно-аллювиальную низменность с пологим наклоном в северном направлении. Низкое гипсометрическое положение низменности способствовало кратковременной трансгрессии моря Арктического бассейна. Так, в середине байоса море про-

никло почти до широты г. Петропавловска, но вскоре отступило. В конце бата произошла новая кратковременная трансгрессия.

Низменная озерно-аллювиальная равнина обрамлялась с востока, юга и запада крупной внутриматериковой аллювиальной равниной. Полноводные реки с быстрыми течениями выносили с Урала значительное количество грубого обломочного материала. Речные системы, стекавшие с возвышенностей Казахстана и Сибирской платформы, выносили главным образом тонкий терригенный материал. В конце бата произошло опускание аллювиальной равнины и заболачивание. На приморской озерно-аллювиальной низменной равнине формировались алевритово-глинистые и песчано-алевритовые осадки озерной и пойменной фаций, а в периферической части — песчаные осадки мелкого моря, по-видимому, опресненного, так как комплекс морской фауны является однообразным, сильно обеднен и представлен сильно угнетенными формами.

На востоке Западной Сибири в условиях внутриматериковой аллювиальной равнины накапливались осадки слабо угленосной формации, сменяющиеся в юго-восточном направлении угленосной. Последняя развита в Кузнецкой, Ачинской и Канско-Тасеевской впадинах.

В течение байоса и бата центральные районы Алтае-Саянской области представляли собой возвышенную равнину и низкогорье с крупными межгорными впадинами, такими как Кузнецкая и Тувинская впадина. В последней сформировалась толща мелкозернистых песков, алевролитов и глин в обстановке крупного озерного водоема. В Кузнецкой впадине в условиях озерно-аллювиальной равнины накопились пески, алевролиты, углистые глины и угли.

Сибирская платформа в целом испытывала восходящие движения. В центральных районах располагалась низменная и возвышенная денудационные равнины. В конце байоса прекращает существование Ангаро-Вилуйский прогиб и осадконакопление сосредоточивается в Иркутском амфитеатре и на юго-западе платформы. Западные части Ангаро-Вилуйского прогиба занимала аллювиальная низменность, местами с многочисленными мелкими озерами.

В южной части Ангарской низменности (Иркутский амфитеатр) отлагались галечники и полимиктовые пески аллювиального генезиса с редкими прослоями алевролитов, гидрослюдистых и углистых глин. Последние накапливались в условиях заболоченных пойм. Грубообломочный материал выносился реками с Байкальских гор. В западной части озерно-аллювиальной низменности отлагались алевриты, глины и тонкозернистые пески и формировались пласты углей (Канско-Ачинский бассейн). Речная система имела сток на запад в сторону Западно-Сибирской озерно-аллювиальной низменности.

В распределении растительных ассоциаций значительные изменения произошли во второй половине батского века, особенно

на юге Средней Азии, где появились ксерофильные формы. В целом значительные пространства Юга СССР в байосском и в батском веках покрывались влаголюбивой и теплолюбивой растительностью.

Хвойно-беннеттитовые леса занимали денудационные поверхности северо-западных и западных районов Русской платформы и значительную часть Скифской плиты. Лишь возвышенности Украинского массива покрывались хвойно-гинкговыми лесами, а в бате наряду с влаголюбивыми сообществами появились ксерофильные *Classopollis*. На низменных увлажненных приморских равнинах росли араукариевые, подозамиты, беннеттитовые, папоротники, плауны и хвощи. Среди папоротников широким распространением пользовались *Coniopteris*, *Cibotium*, *Hymenophyllum*, *Cyathidites*, *Mattonisporites*, *Ophioglossum*, *Gleicheniaceae*.

Хвойно-цикадофитовые леса покрывали возвышенности и низменности Урала. В южном направлении роль цикадофитов возрастает с одновременным исчезновением умеренных хвойных. Хвойно-беннеттитово-гинкговые леса с участием цикадофитов росли на Казахской возвышенности. На севере благодаря влиянию теплого Западно-Сибирского моря растительность имела теплолюбивый характер и в ее составе отсутствовали гинкговые (Ясаманов, 1976). Леса состояли из сосновых, подозамитовых и подокарповых. На приморской озерно-аллювиальной низменности располагались заросли папоротников и плаунов, состоящие из теплолюбивых форм *Coniopteris*, *Osmunda*, *Todites*, *Cibotium*, *Cheuropleura*, *Hausmannia*, *Phlebopteris*, *Dictyophyllidita*, *Clathropteria*, *Lycopodium*, *Selaginella*, *Dicksonia*, *Polypodiaceae*.

В юго-восточном и восточном направлении возрастало значение умеренных растительных ассоциаций. В Кузнецкой низменности, на Алтайской возвышенности и в Приенисейской части Западной Сибири росли умеренно-теплые хвойные леса, в составе которых преобладали древние хвойные, *Pinus*, *Abies*, а подлесок слагали сфагновые мхи, плауновые, хвощевые и эвритермные папоротники семейств *Schizaeaceae*, *Gleicheniaceae* и *Pteridaceae*.

Умеренно-теплые хвойные леса занимали возвышенности Прибайкалья и Забайкалья. На Ангаро-Вилуйской, а позднее на Ангарской низменности наряду с хвойными росли *Coniopteris*, *Polypodium*, *Cheuropleuria*, *Osmunda*, *Lycopodium*, *Selaginella*, *Sphagnum*, заросли располагались на заболоченных берегах озер и в пойменных частях рек.

Хвойно-гинкгово-цикадофитовые леса покрывали южные районы Средней Азии, а значительные пространства Туранской плиты, Южного Приаралья и Закавказья занимали цикадофитовые леса в ряде мест с примесью *Podozamites*, *Podocarpus*, *Pinus*, *Picea* и беннеттитов. На возвышенностях Закавказья основу растительного покрова составляли *Ginkgo*, *Baiera*, *Sphenobaiera* и теплолюбивые *Williamsonia*, *Ptilophyllum*, *Otozamites*, *Pseudocycas*, *Cycadalepis*, *Wilssonina*, *Paracycas*, *Pseudocetenis*, *Marattiaceae*, *Cyathea-ceae*, *Polypodiaceae*, *Mattonia*, *Anemia*, *Coniopteris*, *Dicksonia*.

В байосе и в бате в Крымско-Кавказском бассейне, который входил в состав средиземноморской палеобиогеографической области, произошло пышное развитие аммонитовой фауны. Широким распространением пользовались *Oppelia*, *Parainsonia*, *Phylloceras*, *Lytoceras*, *Posidonia* и своеобразные белемниты *Holcobelus*, *Belemnopsis*, *Mesoteuthis*, *Homaloteuthis*. В морях Русской платформы преимущественное развитие получили эндемичные формы *Pseudocossmoceras*, *Megeagrinnella* и угнетенные виды *Posidonia*. Из Крымско-Кавказского бассейна мигрировали эвритермные виды белемнитов рода *Megateuthis* и аммониты рода *Pseudocossmoceras*.

В Крыму, на Кавказе, Памире и в юго-западном Гиссаре появились и широко расселились одиночные кораллы *Montlivaltidae*, а также группа рифостроящих *Microsolenidae*, *Stylinidae*, *Naplaraeidae*.

Сокращение площади угленакопления в байосском веке в Забайкалье, на юге Сибирской платформы и Западной Сибири по сравнению с предшествующими веками не может служить основанием для заключения о смене увлажненных условий засушливыми. В течение второй половины байоса и в батском веке происходило формирование озерно-аллювиальных осадков значительным количеством органического вещества. Имеющие большое распространение озерные, озерно-болотные, пойменные, старичные фации являются показателями обводненности ландшафтов. На это также указывает широкое распространение мезофильной и гигрофильной растительности, позволяющей судить о равномерном распределении в течение года большого количества атмосферных осадков.

Существование умеренно-теплых растительных ассоциаций с примесью теплолюбивых форм на низменностях и более умеренных на возвышенностях свидетельствует о различиях в термическом режиме (см. рис. 5).

Многочисленные речные потоки с возвышенностей Сибирской платформы, Урала, Казахстана и Алтае-Саянской области выносили в Западную Сибирь разнообразный обломочный материал. Несмотря на обильную обводненность и широкое развитие болотной растительности, угленакопление происходило и на ограниченных участках, что было, по-видимому, вызвано не только недостаточным развитием обширных мелководных озерно-болотных систем, испытывающих интенсивное прогибание, и транспортировкой на большие расстояния рассеянного растительного детрита, но и изменением ландшафтно-климатической обстановки. В первую очередь исчезли контрастные рельефные формы, столь характерные для раннеюрской эпохи, а затем — в западной части Ангарской низменности наряду с сероцветными песчано-глинистыми полимиктовыми и олигомиктовыми осадками появляются отложения аналогичного состава, но со слабой красноцветностью.

Появление слабой красноцветности полимиктовых осадков, свойственной областям с переменено-влажным климатом, является

показателем изменения режима увлажнения территории. Причем это изменение в течение байоса и бата было настолько постепенным, что не нашло достаточного отражения на основе растительности, которая приспособилась к изменившимся условиям.

В пределах низменной озерно-дельтовой и озерно-аллювиальной равнины Западной Сибири аккумуляровался терригенный материал олигомиктового состава с незначительной красноцветностью, с большим количеством сидеритовых конкреций и с выделениями сильно гидратированных окислов железа. Условия осадконакопления в центральных районах обширной низменности были кислыми либо нейтральными, но в восточном направлении сменялись слабо восстановительными (Гольберт и др., 1968). Хотя фациальный состав осадков свидетельствует о сильной обводненности ландшафтов, тем не менее, появление красноцветности и аутигенных окислов железа позволяет предполагать о некотором иссушении климата или о сезонном распределении атмосферных осадков.

Термический режим в Западной и Средней Сибири и на возвышенностях Казахстана был умеренно-теплым, а на возвышенностях Сибирской платформы — умеренным. На сравнительно низкие температуры Сибирского континента указывают не только растительные сообщества, но и палеотермометрические определения.

Среднегодовые температуры приповерхностных частей Ленского бассейна не превышали 16°C, и полученные результаты хорошо согласуются с данными Т. С. Берлин и др. (1966, 1970). По раковинному веществу двустворчатых моллюсков, обитавших на глубинах порядка 100 м, температуры достигали 10—11°C.

По термическому режиму низменные районы юга Западной и Средней Сибири, по-видимому, приближались к субтропическим (см. рис. 5). Сравнительно широким распространением пользовались здесь субтропические формы растительности, а среди глинистых отложений сравнительно высок процент каолинита.

Иной тип ландшафта свойствен европейской части СССР и Средней Азии. Рельеф денудационной суши был почти плоским. Сократились размеры Воронежско-Ставропольской, Донецкой и Украинской низменностей. Море иногда распространялось далеко на север, заливая прибрежную низменную равнину. На суше произрастали влаголюбивые растительные ассоциации. Особенно велика роль гигрофильных папоротников и плаунов, составлявших монодоминантные заросли в крупных речных долинах, на берегах озер и вдоль морского побережья.

В южном направлении в составе лесной растительности возрастает роль влаголюбивых и теплолюбивых цикадофитовых и беннеттитовых. Однако на возвышенностях Украины и Урала значение влаголюбивых ассоциаций заметно уменьшается. В конце байоса и особенно в бате наряду с сосновыми здесь произрастали классополисы, распространение которых вызвано наступившим иссушением климата.

Низменности развивались в условиях высокой влажности с большим количеством атмосферных осадков и с равномерным распределением в течение года. На это указывает большое распространение осадков обводненных ландшафтов, таких как озерные, пойменные, старичные, озерно-болотные. Отложения обогащены органическим веществом, а существование слабо восстановительной или нейтральной среды и значительная заболоченность территории способствовали формированию углистых отложений в пределах Московской, Днепровско-Донецкой озерно-аллювиальных низменностей, Закаспийской и Туркменской приморских озерно-дельтовых низменностей и в прибрежных частях озер, расположенных на Тургайской денудационной низменности.

Развитие теплолюбивой и влаголюбивой растительности, а также распространение каолинит-гидрослюдистых разностей глин, появление среди морских осадков известкового материала и глауконита позволяют считать климат сравнительно теплым и влажным.

Несколько более теплые условия существовали в Крымско-Кавказском и Карпатском бассейнах. Наряду с мелководными условиями здесь существовали псевдоабиссальные зоны моря (геосинклиналь Большого Кавказа). В глубоководных частях формировались глинистые осадки и обитали двустворчатые моллюски с тонкой раковиной (мутилоиды). Температуры, установленные по роstrам белемнитов, обитавшим в окраинных зонах Кавказского моря, оказались высокими и колебались в пределах 22—26,8°C, но в батском веке они снизились до 20,2—20,5°C. Снижение термического режима в батском веке нашло свое отражение и в составе морской фауны, среди которой появились эвритермные организмы, а из морей Русской платформы начали мигрировать относительно холоднолюбивые формы. Накопление осадков экстракарбонатной формации в пределах Карпатского бассейна является показателем существования сравнительно высоких температур и это подтвердилось палеотермическими определениями. Среднегодовые температуры, установленные по роstrам белемнитов района с. Приборжавское, дали колебания в пределах 19,0—22,5°C. Полученные температуры в целом близки к температурам байоса Кавказа.

Близкий состав растительных сообществ восточных районов Русской платформы, низменных денудационных равнин Урала, Тургая, Туранской плиты, Средней Азии и европейской части СССР позволяет судить о существовании однотипного климата. Температуры морского бассейна на Памире, по-видимому, были близки к таковым Кавказского, так как в первом наряду с теплолюбивыми двустворчатыми моллюсками известны одиночные и колониальные кораллы.

Таким образом, в байосском и батском веках на европейской части СССР и в Средней Азии существовал равномерно-влажный субтропический климат, но в конце байоса и в бате на возвышенных участках появились признаки иссушения. В южных

районах термический режим был близок к тропическому. По температурному режиму море Восточно-Европейской платформы отличалось от Карпатского, Крымско-Кавказского и Памирского. Именно это явилось причиной столь большого различия в составе органического мира и послужило основой для выделения средиземноморской и среднеевропейской палеобиогеографических областей. Карпатский, Крымско-Кавказский и Памирский бассейны являлись северными зонами тропического Тетиса, и хотя фаунистические комплексы в целом были средиземноморского типа, тем не менее среди них присутствуют элементы среднеевропейской фауны (Стратиграфия СССР, 1972).

Ландшафтно-климатические условия среднеюрской эпохи Юга СССР отличаются от раннеюрских, что нашло свое отражение в строении литогенетических формаций и в составе растительных ассоциаций. Одной из особенностей среднеюрской эпохи является завершение угленакпления на юге Сибирской платформы и в межгорных впадинах Алтае-Саянской области. Формирование угленосных осадков в ограниченных масштабах происходило в центральных районах Русской платформы, в Закавказье и в Средней Азии.

Формирование кор выветривания в пределах низменной денудационной равнины европейской части СССР, Средней Азии и Сибири или не происходило вовсе, или протекало в сильно ослабленном виде. По-видимому, к этому периоду времени относится образование маломощных гидрослюдистых или гидрослюдисто-монтмориллонитовых кор выветривания в ряде районов юга Западной и Средней Сибири и в Закавказье. В Закавказье (Грузинская глыба) гидрослюдисто-монтмориллонитовые коры выветривания являются более молодыми по возрасту и образовались в конце бата и в начале келловей.

В условиях равномерно-влажного, но умеренно-теплого климата почвообразование протекало по подзолистому типу. Однако денудация и эрозия, скорость которых резко возросла в связи с блоковыми перемещениями, не способствовали сохранению рыхлых продуктов выветривания.

В течение среднеюрской эпохи происходит дальнейшее сокращение площади денудационных поверхностей, которые с течением времени продолжают выравниваться. Горные массивы сосредоточены на юге Алтае-Саянской области и в Забайкалье.

В результате медленного опускания море проникает в центральные районы Русской платформы и на юг Средней Азии. Большое распространение получают континентальные аккумулятивные ландшафты, особенно прибрежные низменные озерно-дельтовые равнины, которые вследствие низкого гипсометрического положения периодически подвергаются затоплению морскими водами, и обширные внутриматериковые озерно-аллювиальные и аллювиальные равнины.

Литогенетические, геоботанические, палеонтологические и палеотермометрические данные свидетельствуют о том, что климат

в среднеюрскую эпоху был гумидным, равномерно-влажным и сравнительно теплым. В целом режим влажности оставался высоким, но появились признаки иссушения климата. В европейской части СССР засушливые условия или наступление периодического иссушения характерно для возвышенных участков. На территории юга Западной и Средней Сибири показателями начавшегося иссушения климата является появление слабой красноцветности осадков.

Постепенно происходит дифференциация территории по термическому режиму. В центральных районах Сибирской платформы среднегодовые температуры не превышали 16—17°C, в то время как в европейской части СССР они были на 2—3° выше. Наиболее высокие температуры характерны для Карпатского, Крымско-Кавказского и Памирского бассейнов, которые являлись окраинными зонами тропического Тетиса.

Позднеюрская эпоха

Келловейский век

Восточно-Европейская платформа после регрессии и в конце батского века и в начале келловей испытала общее погружение и началось вторжение моря Арктического бассейна в Днепровско-Донецкую впадину (Сазонова и др., 1967). Одновременно теплые воды проникали из периферических частей Тетиса в Причерноморскую, Прикаспийскую впадину и на Скифскую плиту. На западе и востоке море Восточно-Европейской платформы обрамлялось низменными слабо всхолмленными равнинами. Сообщение с Польским морем в раннем келловее отсутствовало. В раннем келловее Балтийский щит, Белорусское поднятие, Украинский щит, Воронежское и Ставропольское поднятия составляли единый Балтийско-Украинский материк (Сазонова и др., 1967). На востоке крупной сушей являлось Урало-Татарское поднятие.

В морских бассейнах накапливались глинистые осадки гидрослюдистого состава с глауконитом (глинистая гидрослюдистая формация). Вблизи областей сноса преобладали песчано-алеюритовые разности, часто с гальками кварца. Иногда встречаются железистые оолиты, распространенные на Сурско-Мокшинском поднятии. Характерной особенностью глин нижнего келловей является их незначительная карбонатность.

Тонкая размерность терригенного материала и отсутствие грубообломочных образований в прибрежных осадках позволяют заключить о низменном рельефе областей сноса. Лишь в центральных частях Украинского массива рельеф был возвышенным. Наряду с крупными участками суши в Верхнем Поволжье существовал архипелаг низких островов. В конце раннего келловей произошло общее воздымание центральных областей Восточно-Европейской платформы и регрессия моря.

Сообщение моря Восточно-Европейской платформы с соседними устанавливается по наличию характерных групп фауны. Так, по данным И. Г. Сазоновой и Н. Т. Сазонова (1967), в раннем келловее из Арктического бассейна по многочисленным проливам мигрировали аммониты *Arcticoceras* и *Cadoceras*. Причем *Cadoceras*, встретив благоприятные условия, пышно расцвели. Прикаспийский бассейн сообщался с Кавказским, откуда в пределы Русской платформы мигрировали аммониты рода *Macrocephalites*.

Трансгрессия в среднем келловее вызвала сокращение областей суши. Постепенно сократился размер Балтийско-Украинской суши. Появился Припятский пролив, отделивший Украинскую сушу от Балтийской, а на юге Донецкий пролив отделил Украинскую сушу от Воронежско-Ставропольской. В центральной части Восточно-Европейского моря образовались многочисленные мелкие острова.

Осадки среднего келловоя существенно отличаются от нижнекелловейских. Они обогащены железистыми соединениями и в значительной степени карбонатны. Широко распространены железистые оолитовые мергели и карбонатные глины. В Подмосковном, Волжском, Днепровско-Донецком и Припятском бассейнах накапливались карбонатные глины и мергели, местами с фосфоритовыми желваками (глинисто-карбонатная формация). Вблизи архипелага низких островов формировались глины и мергели с фосфоритовыми желваками в основании. Вблизи береговой линии осаждались пески, распространены органогенные, глинистые и песчаные известняки.

Вместе с тем на юге Восточно-Европейской платформы прерыва в осадконакоплении между ранним и средним келловеем не было. В среднем келловее произошла лишь смена литологического типа осадков, которые отличались повышенной карбонатностью. Несколько сократилась карбонатность в Прикаспийском бассейне, по-видимому, вызванная увеличением глубины моря. Здесь отлагались илистые осадки с небольшой примесью алевролита.

Неравномерное погружение отдельных районов центральных частей Восточно-Европейской платформы обусловило сложную конфигурацию береговой линии моря с крупными заливами, далеко вдающимися в сушу (Палеогеография СССР, т. III, с. 101). В прибрежных участках Днепровско-Донецкого бассейна, в Подмосковном и Волжском бассейнах формировались терригенные осадки, представленные алевролитами и песками с гравием кварца. Для центральных частей этих бассейнов характерно появление глинисто-карбонатных и карбонатных осадков. Глины гидрослюдистые и изредка встречаются каолинитово-гидрослюдистые разности. Большим распространением пользуется глауконит.

В Саратовском Поволжье распространены алевролитистые слабо известковистые глины, а вблизи небольших островов накапливались песчано-алевритовые осадки.

На северо-западе Донбасса и в Припятском прогибе распространены кремнистые породы, образующие пластообразные залежи и переслаивающиеся с мергелями и кремнистыми известняками (кремнистая и слабо карбонатная формация). Кремнистые образования состоят из спикул губок и шарообразных скоплений. Значительная часть кремнистых осадков имеет биогенное происхождение. Обилие кремнезема в бассейне способствовало развитию кремнесодержащих организмов. Осаждение кремнистого материала и его концентрация происходили в условиях низкой температуры. На это, в частности, указывает существовавшая связь северо-западных частей Днепровско-Донецкого бассейна с Арктическим, в то время как в южные части проникали теплые воды Тетиса. О сообщении морей позволяют судить ареалы развития аммонитовой фауны. По данным И. Г. Сазоновой и Н. Т. Сазонова (1967), обнаружение остатков *Cadoceras* в Южной Эмбе, на Мангышлаке и на Северном Кавказе в среднем келловее вызвано наличием течений, направленных с севера на юг. В позднем келловее проливы, существовавшие в северных районах Русской платформы, расширились, что способствовало проникновению на юг не только арктических аммонитов, но и кремнесодержащих организмов.

На юго-востоке и востоке Восточно-Европейской платформы происходило накопление песчано-глинистых осадков, обогащенных карбонатным материалом. В Урало-Эмбенской области располагалась прибрежная аллювиальная равнина, низкое гипсометрическое положение которой способствовало периодическому затоплению морем. Здесь распространены песчано-глинистые осадки полимиктового состава.

Исходя из тонкой размерности терригенных осадков морских бассейнов востока Русской платформы, можно заключить, что рельеф Уральской суши был низким.

В келловейском веке море на Карпатах расширило свои границы и захватило западные районы Мармарошского массива. В прибрежных участках моря формировались грубые карбонатные песчаники, песчаные мергели и известняки. Широким распространением пользуются осадки экстракарбонатной формации, состоящие из органогенных известняков. В прилегающих частях Русской платформы в результате трансгрессии моря возникли мелководные бассейны, в которых осаждались глинисто-алевритовые известковистые илы.

На Кавказе в начале келловоя накапливались пески, местами гравелиты и галечники, а позднее — карбонатные песчано-глинистые отложения и известняки. Карбонатные осадки Северного Кавказа и Закавказского срединного массива представлены рифогенными и органогенно-детритовыми известняками (экстракарбонатная формация). Лишь в Дагестане, в геосинклинали Южного склона Большого Кавказа и в Нахичевани в течение всего келловоя накапливались полимиктовые песчано-глинистые толщи. В непрерывно прогибавшейся осевой части Большого Кавказа нача-

лось формирование флишевых осадков. Они представлены ритмичным чередованием разнозернистых песчаников, алевролитов и глин.

На Малом Кавказе продолжалась подводная вулканическая деятельность и изливались лавы основного состава. В перерывах между извержениями происходило накопление карбонатных осадков иногда с примесью терригенного материала.

Копетдагское море по сравнению со среднеюрской эпохой несколько обмелело, но расширило свои границы, проникнув в северные районы (Палеогеография СССР, т. III, с. 102).

Значительная часть Туранской плиты покрывалась мелким морем. В его пределах накапливались песчано-глинистые полимиктовые и известковистые осадки (полимиктовая песчано-глинистая и слабо карбонатная формации). Разнообразный состав морской фауны и ее обилие свидетельствуют о благоприятных условиях среды обитания. Море имело нормальную соленость и газовый режим и, по-видимому, было теплым. Состав фауны, обитавшей на западе Туранской плиты, указывает на существование более тесной связи с Русским морем, чем с Копетдагским. По-видимому, к востоку от Карабогазской суши располагался подводный барьер в виде зоны мелководья и низких мелких островов, препятствующих проникновению морской фауны. В юго-восточной части Туранского моря обнаружен комплекс средиземноморской фауны, что дает основание утверждать о существовании связи с бассейнами восточной части Тетиса (Палеогеография СССР, т. III, с. 102).

Ферганская, Приташкентская и ряд других впадин представляли собой низменные аллювиальные равнины, на которых располагались обширные, но мелкие и пересыхающие водосемы. Осадки представлены карбонатными красноцветными полимиктовыми песками и красноцветными глинами, иногда с гипсовыми выделениями (континентальная красноцветная карбонатная и гипсоносная формации); на периферии впадин пески разнозернистые с включениями кварцевых и кремневых галек. Они плохо отсортированы, содержат много угловатых и слабо окатанных обломков и представляют собой осадки конусов выноса и временных потоков. В центральной части грубость материала в них резко уменьшается, преобладающую роль играют алевролиты и алевроитистые глины.

На значительных пространствах Казахстана и прилегающей части Западной Сибири располагались денудационные поверхности. Центральные и южные районы Казахстана представляли собой возвышенную равнину с холмами, увалами и местами с низкими горами. Возвышенная денудационная равнина с востока, севера и запада ограничивалась низменной денудационной равниной и выровненными отдельными возвышенностями. Денудационные ландшафты пересекались речными водотоками, выносящими обломочный материал в бассейны седиментации Западной Сибири и Восточно-Европейской платформы.

В северном направлении низменная денудационная равнина сменялась низменной внутриматериковой аллювиальной равниной. Последняя охватывала южные и юго-западные районы Западной Сибири, Зауралье и Приенисейскую часть Сибири. В пределах аллювиальной равнины формировались песчано-глинистые красноцветные осадки с большим количеством галечного материала.

Континентальное осадконакопление в Иркутском амфитеатре прекратилось, но расширилось на юго-западе Сибирской платформы. Здесь получила распространение песчано-глинистая формация, состоящая из пестроцветных (коричневые, коричневатобурые, красно-бурые и лиловые) известковистых гидрослюдистых глин, красно-бурых песчаников и алевролитов полимиктового состава. Осадконакопление происходило в условиях низменной озерно-аллювиальной равнины, которая в западном направлении сменялась прибрежной изменчивостью. В пределах последней формировалась слабо карбонатная красноцветная формация, состоящая из красно-бурых и коричневатобурых полимиктовых песчаников и известковистых красноцветных глин. Низменные участки Чулымо-Енисейской и Омской впадин периодически подвергались затоплению морем. Временами здесь устанавливался режим мелких, порой слабозасолоненных или опресненных лагун, в которых накапливались тонкие терригенные осадки.

В центральных частях Западной Сибири располагался морской бассейн. В течение келловейского века море постепенно трансгрессировало на юг. Если в начале келловей на юге преобладали прибрежно-континентальные условия, то во второй половине келловей — прибрежно-морские, включая фации пляжей, баров и эстуарий. В прибрежных участках моря Западной Сибири накапливался тонкозернистый материал, который свидетельствует о слабом гидродинамическом режиме и низменных пологих берегах.

В центральной части Западной Сибири широким распространением пользуется формация горючих сланцев (формация черных битуминозных аргиллитов, по А. В. Гольберту и др., 1968). Осадки, составляющие данную формацию, накапливались в келловее, оксфорде и кимеридже, а начиная с волжского века площадь их распространения стала сокращаться. В состав формации горючих сланцев входят кремненные и известковистые битуминозные аргиллиты гидрослюдистого состава с прослоями песчаников и алевролитов с незначительным содержанием растительного детрита, пирита и глауконита. Литология осадков и остатки морской фауны, среди которой много теплолюбивых форм, таких как кокколитофориды, южные формы аммонитов и двустворчатых моллюсков, свидетельствуют о нормально-соленом и теплом режиме морского бассейна. Несмотря на непосредственное соединение Западно-Сибирского моря с Арктическим, состав морской фауны указывает на существование проливов, соединивших Западно-Сибирское море с Восточно-Европейским (Палеогеография СССР, т. III, с. 103).

Центральные районы Сибирской платформы в келловее понизились и представляли собой низменную денудационную слабо всхолмленную равнину. Относительно возвышенные участки сохранились в пределах Енисейского кряжа и Верхоленинского поднятия. Возвышенная денудационная равнина располагалась в Забайкалье.

В позднеюрскую эпоху на территории Юга СССР качественный состав растительности по сравнению с предшествующими веками сильно изменился, что явилось отражением происшедшей смены климатических условий. Геоботанические зоны постепенно смещались в северном и северо-восточном направлении.

Цикадофитово-папоротниковые леса с примесью хвойных занимали континентальные пространства Восточно-Европейской платформы, Среднего и Южного Урала, Северного Казахстана и Западной Сибири. Среди цикадофитов отсутствовали мезофильные формы (Ясаманов, 1976).

Южные районы Восточно-Европейской платформы, Карпаты, Кавказ и Средняя Азия были заняты ксерофильным редколесьем и саваннами. Редколесье состояло из древовидных папоротников *Stachipteria*, *Lomatopteria*, *Scleropteris* и хвойных, среди которых преобладающая роль принадлежала брахириллумам, пагиофиллумам и араукариевым (Синицын, 1966).

Леса Западного Прибайкалья и Забайкалья состояли из гинкго, сфенобайера, сосновых и небольшого количества подокарповых и подозамитов. В пониженных формах рельефа и на склонах Виллюйской низменности наряду с этими видами росли папоротники и плауновые *Osmundaceae*, *Gleicheniaceae*, *Coniopteris*, *Leiotriletes*, *Selaginella*.

Южная часть Средней Сибири и Алтае-Саянская область покрывались цикадофитово-хвойно-гинкговыми лесами. Вместе с теплолюбивыми цикадофитами в составе лесов принимали участие ксерофильные формы, произраставшие на открытых пространствах. Основу растительности составляли подокарповые, араукариевые, гинкговые, сфенобайера, *Pterophyllum*, *Anomozamites*, *Nilssonia*. В подлеске росли *Schizaeaceae*, *Coniopteris*, *Polypodium*, *Osmundaceae*.

В прибрежных частях Западно-Сибирского моря возрастала роль влаголюбивых ассоциаций. На Уральской возвышенности и в Приенисейской части Западной Сибири, кроме цикадофитово-хвойно-гинкговых лесов, занимавших возвышенные участки, располагались заросли тропических и субтропических папоротников (*Cyatheaceae*, *Mattoniaceae*, *Gleicheniaceae*, *Polypodiaceae*).

В южном направлении влаголюбивые элементы в растительных ассоциациях постепенно сменяются ксерофильными. Значительная часть Казахской возвышенности и Тургайская низменность покрывались хвойными лесами с преобладанием ксерофильных форм. Папоротниковые заросли располагались на северных и западных увлажненных склонах и на берегах континентальных водоемов. Они состояли из *Osmunda*, *Anemia*, *Ophioglossum*, но в глубь кон-

тинента их значение снижается. Леса и редколесье состояли из *Araucarites*, *Pagiophyllum*, *Brachyphyllum*, *Podocarpus* и *Piceites*.

Близкий состав имела лесная растительность Украинской возвышенности и Воронежской низменности. Наряду с ксерофильными хвойными на них росли беннеттитовые, гинкговые и цикадофитовые. Кроме перечисленных известны *Cupressaceae*, *Abies*, *Tsuga*, *Picea*, *Cedrus*. Прибрежные участки покрывались гигрофильными папоротниками *Dicksonia*, *Cibotium*, *Schizaeaceae*, плауновыми (*Selaginella*, *Lycopodium*), хвощами, а также таксодиевыми и кейтониевыми.

Континентальные пространства Крыма, Кавказа и Средней Азии или полностью были лишены растительного покрова, или покрывались ксерофильным редколесьем. Лишь на прибрежных низменностях располагались заросли ксерофильных хвойных с папоротниками *Lygodium*, *Coniopteris*, *Osmunda* и плауновыми (*Selaginella*, *Lycopodium*).

Отражением различных температурных режимов морских бассейнов келловейского века явилось распределение стенотермной фауны. На севере европейской части СССР и в Сибири широко представлены «бореальные» аммониты родов *Cadoceras*, *Pseudocadoceras*, *Arcticoceras*, *Longaeviceras*, *Keppelerites*. Южнее комплексы аммонитов становятся более разнообразными за счет появления *Kossmoceratidae*, *Oppeliidae*, *Perisphinctidae*, *Macrocephalites*, *Quenstedtoceras*, *Peltoceras*, *Sigaloceras*. В Крымском, Кавказском и Памирском бассейнах преобладали *Kossmoceratidae*, *Keineckeidae*, *Oppeliidae*, *Pelmoceras*, *Reineckeidae*, а на Памире, кроме того, широкое распространение получили индийские виды аммонитов *Cardioceratinae*, *Indocephalites*. В Средиземноморской палеобиогеографической области наряду с ними распространены *Dicoelites*, а на юге Восточно-Европейской платформы *Belemnites*, *Pachyteuthis*. Иной состав имела белемнитовая фауна на севере Русской платформы и в Западной Сибири, где известны только *Cylindroteuthis* и *Lagonibelus*.

Анализ литогенетических формаций и органических остатков позволяет заключить, что в начале келловейского века климатические условия сохраняли черты среднеюрской эпохи, но начиная со среднего келловее произошли существенные изменения. Территория Юга СССР подверглась аридизации и сероцветные порой угленосные осадки гумидного седиментогенеза, столь характерные для ранне- и среднеюрской эпохи, сменились красноцветными и пестроцветными отложениями (Синицын, 1966). Гумидные условия сохранились лишь на территории Сибирской платформы.

Не только угленосность, но и обилие пойменных, озерно-болотных и старичных фаций на Виллюйской низменности (Ясаманов, 1976) и на низменностях Забайкалья, а также мезофильный тип растительности на возвышенностях и гигрофильный — на берегах озер и в речных долинах, наличие каолинитово-гидрослюдистых глин позволяет считать климат данной области гумидным равномерно-влажным с большим количеством атмосферных осадков (рис. 6).

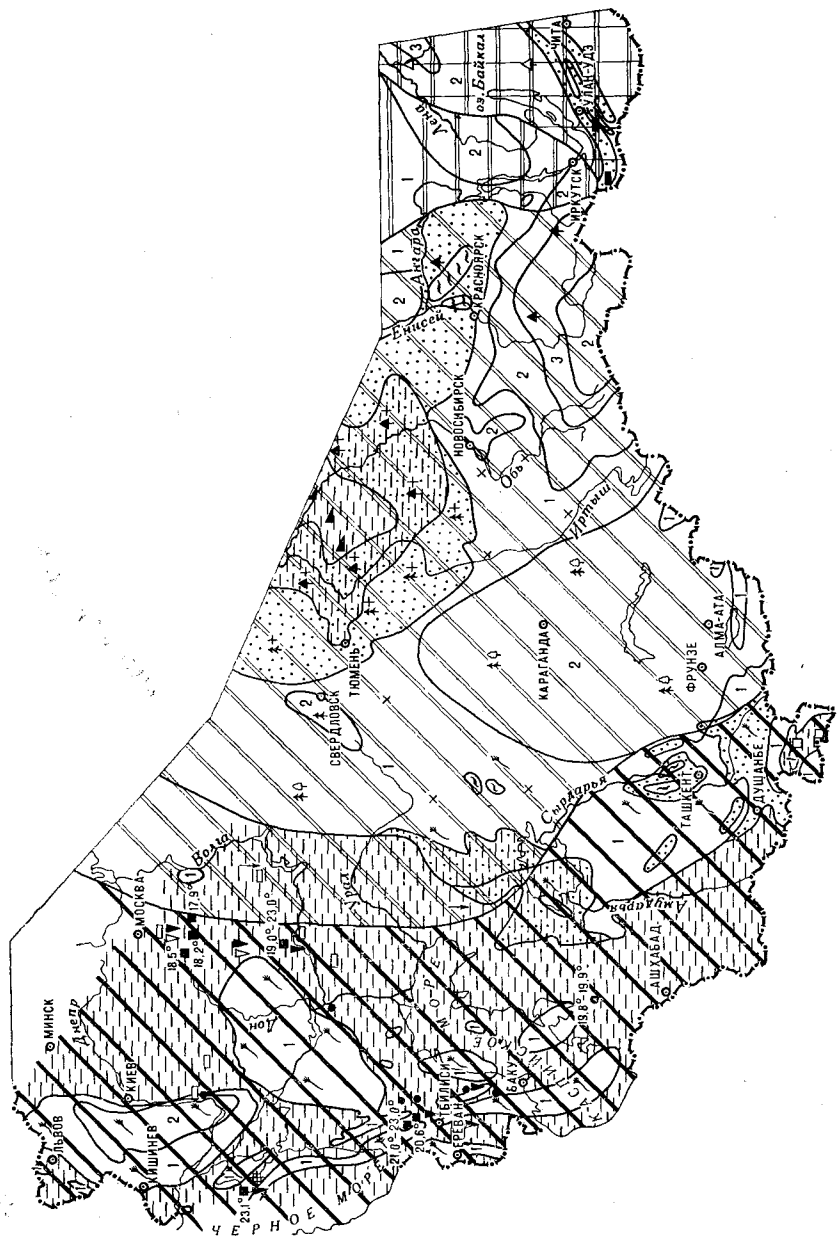


Рис. 6. Схематическая ландшафтно-климатическая карта келловейского века. Условные обозначения см. рис. 1

О температурном режиме можно судить как по распространению теплолюбивых растительных ассоциаций, так и по палеотермометрическим определениям по раковинному веществу организмов, обитавших в сопредельных морских бассейнах. Температуры, установленные по рострам белемнитов Ленского моря (р. Хатанга), оказались равными 18—19°C.

Обширные континентальные бассейны Западной Сибири, денудационные ландшафты Казахстана, Урала и востока Русской платформы располагались в иной климатической зоне. Здесь росли теплолюбивые цикадофитово-папоротниковые и смешанные хвойно-цикадофитовые леса, среди которых незначительная роль принадлежала мезофильным формам. Влаголюбивая растительность покрывала прибрежную озерно-дельтовую и озерно-аллювиальную равнину Западной Сибири. Однако с удалением от морского побережья появляются древовидные папоротники и ксерофильные цикадофиты и растительный покров становится более засухоустойчивым. Существование переменного влажного климата подтверждается почти полным отсутствием озерно-болотных и старичных фаций, столь характерных для ранней и средней юры этих районов. В небольших впадинах формировались делювиальные и пролювиальные красноцветные слабо карбонатные осадки. Особенно широко распространены пестроцветные и красноцветные слабо карбонатные песчано-глинистые полимиктовые отложения на прибрежной озерно-дельтовой и озерно-аллювиальной равнине Западной Сибири, представляющие собой аналог аридной красноцветной формации. В морском бассейне Западной Сибири, благодаря обилию планктонных организмов и привносу с континента тонкого растительного детрита, формировались битуминозные глины. Наличие в прибрежной части неотсортированного материала с низким коэффициентом зрелости и устойчивости (Казаринов, 1958; Ясаманов, 1976) свидетельствует об отсутствии на суше процессов выветривания.

Термический режим области с переменным влажным климатом был сравнительно невысоким. На это указывает не только умеренно-теплый облик растительности и относительно холоднолюбивый комплекс морской фауны, но и палеотермометрические определения сопредельных районов. Наряду с теплолюбивой планктонной фауной, среди которой присутствуют кокколитофориды, особенно в южных частях моря Западной Сибири, известны более холоднолюбивые формы головоногих и двустворчатых моллюсков (Ясаманов, 1976). Температурные определения имеются по восточным окраинным областям Русского моря. Температура среднего келловей колебалась в пределах 10—15°C, а в позднем повысилась до 13—16°C.

Европейская часть СССР и Средняя Азия располагались в зоне переменного влажного климата с тропическим и субтропическим термическим режимом. Исушение климата способствовало деградации лесного покрова. Вначале исчезли папоротники, плауновые и хвощевые, а позднее — мезофильные цикадофиты.

Сильную аридизацию климата в келловейском веке на европейской части СССР сглаживала близость крупных морских бассейнов и муссонные ветры, приносящие на континентальные пространства влагу. В то же время на востоке и юго-востоке Средней Азии аридность особенно в конце келловея стала значительной. В континентальных седиментационных бассейнах Средней Азии, представляющих собой периодически пересыхающие водоемы, накапливались неотсортированные плохо окатанные полимиктовые пески и красноцветные глины. Отмечается присутствие золотых осадков.

Обогащенность осадков известковым материалом на Восточно-Европейской платформе, в Карпатах, Крыму и на Кавказе, присутствие глауконита и фосфоритовых пластов является показателем теплых климатических условий. Об этом свидетельствует распространение теплолюбивой ксерофильной растительности и характер морской фауны. Если в южных зонах, таких как Закавказье и Памир, распространены кораллы, то в меридиональном направлении комплекс фауны претерпевает существенные изменения, связанные с температурным фактором. Это позволяет выделить по крайней мере три термические области со свойственными фаунистическими сообществами — средиземноморскую, среднеевропейскую и бореальную. Разница в температурных условиях между полярными климатическими зонами составляла около 8—10°C.

Температуры келловея, установленные по белемнитам, в Московском бассейне оказались равными 17,9—18,5°C. Близкие температуры существовали в раннем келловее в Польском бассейне, где они колебались в пределах 14,5—20,8°C (Палеогеография СССР, т. III, с. 101). В северном направлении температуры постепенно понижались и в Печорском бассейне достигали 10—14°C.

В южном направлении происходит постепенное повышение термического режима. В Среднем Поволжье температуры равнялись 19—23°, в Крымском бассейне — 23,1—23,5°C, на Северном Кавказе колебались в пределах 20—24°, в Закавказье и на Памире достигали 25—28° (см. рис. 6).

На основании распространения фаунистических комплексов (Стратиграфия СССР, 1972) и распределения температур можно считать, что термический режим бассейнов Восточно-Европейской платформы и запада Средней Азии был близок к субтропическому, а в Карпатском, Крымско-Кавказском, Копетдагском и в Памирском бассейнах приближался к тропическому.

Оксфордский и кимериджский века

В начале оксфордского века трансгрессия на Восточно-Европейской платформе достигла максимума и Днепровско-Донецкий бассейн соединился посредством Ореховского пролива с морями Тетиса. В позднем оксфорде наступила регрессия и море в киме-

ридже сократилось в размерах. В это время прекратилось сообщение Днепровско-Донецкого бассейна не только с Тетисом, но и с Польско-Литовским бассейном.

Мелкое, нормально-соленое море Восточно-Европейской платформы с запада обрамлялось низменной слабо всхолмленной Балтийской равниной, а с востока — холмистой равниной Урала. Внутренними источниками сноса являлась Украинская равнина и Воронежско-Ставропольская низменность.

В оксфордском веке в центральных районах Восточно-Европейского моря осаждались слабо известковистые и алевритистые глины с глауконитом, а в прибрежных частях — битуминозные и глинистые мергели. В Днепровско-Донецком бассейне формировались глинисто-известковистые осадки, а в мелководных участках появились водорослево-коралловые рифы. В кимериджском веке море покинуло южные районы Днепровско-Донецкой впадины. Здесь располагались низменная аккумулятивная равнина с многочисленными озерами и широкими поймами рек. Терригенный материал представлен разнозернистыми глинистыми косослоистыми красноцветными песками и красноцветными карбонатными алевритистыми глинами (красноцветная карбонатная формация). В мелководных лагунах накапливались красноцветные и пестроцветные глины и алевролиты в разной степени карбонатные с примесью гипса.

Благодаря неустойчивому палеогеографическому режиму в оксфорде и кимеридже литологический состав осадков Восточно-Европейского моря разнообразен. Характерной особенностью является преобладание карбонатных фаций. Большим распространением пользуются осадки глинисто-карбонатной формации, а на юго-востоке Днепровско-Донецкой впадины распространены экстракарбонатная формация (оксфорд), карбонатная и гипсовая красноцветная континентальная формация (кимеридж). Значительные площади на Восточно-Европейской платформе заняты терригенными формациями. Широко распространены полимиктовые тонко- и мелкозернистые пески с глинисто-карбонатным цементом и алевролиты с включениями фосфоритов. Только на севере Днепровско-Донецкой впадины и на юге Подмосковья известны пески кварцевого состава. В тяжелой фракции преобладают устойчивые к выветриванию минералы, но в южном направлении возрастает количество неустойчивых. На востоке Русской платформы наряду с полимиктовыми терригенными толщами развиты кварцево-глауконитовые и глауконитово-полевошпатовые пески с карбонатно-глинистым цементом.

В прибрежных участках моря Прикаспия накапливались песчано-глинистые известковистые осадки с угловатыми желваками фосфоритов, а в центральных более глубоководных зонах моря — известково-глинистые осадки. Близкий состав имели отложения оксфорда и кимериджа Закаспия и северных районов Туранской плиты. От Копетдагского моря бассейн отделялся сравнительно крупными Туаркырской и Восточно-Туркменской низменными

сушами. На Мангышлаке и в Южном Приаралье располагались наиболее мелководные участки и многочисленные низменные острова.

На Карпатах произошло углубление моря, в котором накапливались известковистые и кремнистые илы, образование которых вызвано началом вулканической деятельности и расцветом радиоларий. В мелководных участках развивались кораллово-водорослевые рифы.

В Крыму море было мелководным и характеризовалось карбонатным осадконакоплением. Широко распространены рифогенные постройки и органогенные известняки (экстракарбонатная формация).

В осевой зоне Большого Кавказа продолжалось накопление глинисто-известковых флишевых толщ. На Северном Кавказе в оксфорде и в Закавказье в оксфорде и кимеридже в мелководных участках моря формировались пелитоморфные известняки, а в мелководных — органогенные (экстракарбонатная формация). В прибрежных зонах располагались органогенные постройки. В кимериджском веке органогенные известковистые осадки накапливались в Осетии и в Балкарии.

В кимериджском веке на Северном Кавказе возникли крупные мелководные лагуны и нарушился солевой режим. В них накапливались доломитово-гипсоносные осадки (Дагестан, Кабардино-Балкария, Северо-Западный Кавказ) и даже соли (бассейн р. Лабы, эвапоритовая формация).

В Сомхето-Кафанской зоне Малого Кавказа вулканическая деятельность проявилась в кимеридже. Подводные излияния имели андезитовый и андезитово-базальтовый состав. В лагунах, отшнурованных от нормально-соленого моря архипелагом островов и рифовыми постройками в Западном Закавказье, осаждались доломитовые и гипсовые осадки, а местами и соли (Химшиашвили, 1957; Ясаманов, 1969). Одновременно с ними в континентальных периодически пересыхающих бассейнах формировались пестроцветные (красноцветные) песчано-глинистые карбонатные и гипсоносные образования.

В пределах Большого Балхана, Кубадага и Копетдага в оксфорде накапливались известковистые осадки. Позднее в результате регрессии моря возникли лагуны, в которых формировались эвапоритовые осадки. Формирование органогенных отложений (рифогенные, водорослевые, брахиоподовые и органогенно-детритовые известняки) в течение оксфорда и кимериджа характерно для Копетдага и оксфорда — для Амударьинского бассейна. Временами в мелководных участках моря соленость нарушалась и отлагались известково-доломитовые осадки.

На Памире морской бассейн уменьшился в размерах и стал мелководным. В нем формировались в оксфорде рифогенные известняки. В результате поднятий Центрального Памира в кимеридже море обмелело и началось образование красноцветных известковистых песчано-глинистых осадков.

На юго-востоке Туранской плиты и на юге Средней Азии возник крупный засоленный бассейн, отграниченный со стороны открытого моря полосой мелководья или архипелагом мелких и низких островов. В мелководном бассейне с повышенной соленостью и в лагунах образовывались соли, гипсы, ангидриты и песчано-глинистые красноцветные осадки с гипсом (эвапоритовая формация). В пределах прилегающих низменных участков суши накопились континентальные красноцветные карбонатные песчано-глинистые осадки (континентальная карбонатная красноцветная формация).

Значительные пространства Среднего и Южного Урала, Мугоджар, Тургайского прогиба, севера Средней Азии и Казахстана представляли собой сильно выровненную низменную денудационную равнину с отдельно возвышающимися холмами. Лишь в мелких периодически пересыхающих водоемах накапливались маломощные алевролитоглинистые осадки. Возможно, более возвышенный рельеф сохранился на значительных пространствах Казахстана.

В оксфордском и кимериджском веках произошло расширение и углубление Западно-Сибирского моря. В центральных частях распространены горючие сланцы и битуминозные глины гидрослюдистого, реже монтмориллонитового состава, иногда известковистые. Огромное количество органического вещества, присутствующего в осадках, накопилось за счет выноса растительной биомассы реками и собственных ресурсов морского бассейна.

В периферических частях Западно-Сибирского моря формировались глинистые осадки гидрослюдистого состава. В прибрежных районах появляется примесь обломочного материала, роль которого возрастает в юго-восточном направлении. Пески полимиктовые, а в местах впадения крупных рек в дельтовых фациях среди песков встречаются кварцевые гальки.

На юго-востоке и юго-западе морской бассейн постепенно сменялся низменной озерно-аллювиальной и озерно-дельтовой равниной. Наиболее низменные участки равнины периодически подвергались затоплению морем. Характерной особенностью этих районов является распространение песчано-глинистых карбонатных осадков с косою слоистостью.

В Алтае-Саянской области располагались низменные и возвышенные равнины с выровненными плато. Неблагоприятные климатические условия обусловили резкое ослабление денудации и аккумуляции.

Значительная часть Сибирской платформы представляла собой слабовсхолмленную равнину и лишь на юго-востоке ее располагались более возвышенные участки (Ясаманов, 1976). В течение оксфордского и кимериджского веков происходило дальнейшее снижение Байкальского нагорья. Обломочный материал выносился крупными речными системами в области аккумуляции Сибирской платформы (Вилуйская впадина), в пределы аллювиаль-

ной равнины Забайкалья и, по-видимому, вдоль понижений Ангарской равнины в Западно-Сибирское море.

В оксфорд-кимериджском веках континентальные пространства Юга СССР покрывались ксерофильным редколесьем, а в ряде мест растительный покров отсутствовал. Растительность состояла из *Pagiophyllum*, *Brachyphyllum*, *Podocarpus* и сосновых. Вдоль узкой прибрежной полосы на юге Западно-Сибирского и Русского морей располагались заросли папоротников и плаунов (*Cyathidites*, *Gleichenia*, *Osmunda*, *Schizaeaceae*, *Cyatheaceae*, *Selaginella*).

На юге и юго-западе Средней Сибири и в прилегающих частях Алтае-Саянской области росли цикадофитово-хвойно-гинкговые леса. В восточном направлении значение теплолюбивых цикадофитов сокращается. В Западном Прибайкалье и в Забайкалье они сменяются умеренными и умеренно-теплыми хвойно-гинкговыми лесами (Ясаманов, 1976).

Дифференциация стенотермной фауны наиболее резко проявилась в оксфорде. На севере Сибири распространены *Cardioceratinae*, а в европейской части СССР к ним добавляются *Perisphinctidae*, *Aspidoceratidae*. В Средиземноморской области преобладали *Aspidoceratidae*, *Orpelidae*, *Perisphinctidae*. В Крыму, на Кавказе, в Южной Туркмении и на Памире большим распространением пользовались одиночные и колониальные кораллы и белемниты рода *Hibolites*. Иной родовой состав имели белемниты Русской платформы и Западной Сибири. Здесь известны *Lagonibelus*, *Pachyteuthis*, *Cylindroteuthis*.

В кимериджском веке на севере аммониты представлены родами *Rasenia*, *Pictonia*, *Zonovia*, *Amoeboceras*, а на юге Русской платформы и в Западной Сибири известны *Rasenia*, *Rozasenia*, *Aspidoceras*, *Aulacostephanus*, *Ataxioceras*, *Virgataxioceras*, *Strebilitae*, *Amoeboceras*.

В Средиземноморской области большим развитием пользовались семейства *Ataxioceratinae*, *Orpelidae*, *Aspidoceratidae* и особенно кораллы. В Крыму и в Закавказье обнаружены многочисленные береговые постройки, барьерные и атолловые рифы, биогермы и биостромы. В их строении принимали участие *Conexastrea*, *Latimeadra*, *Montlivaltia*, *Archaeacaenia*, *Stylinina*, *Astraeonina*, *Meadriina*, *Amphiastraeina*, *Caryophyllina*, *Fungiina*, *Aplosmilia*, *Calamophyllia*, *Thamnastrea*. Одиночные кораллы и небольшие рифовые постройки известны в Донбассе.

Строение литогенетических формаций, палеоботанические и палеонтологические данные позволяют выделить на территории Юга СССР в течение оксфордского и кимериджского веков аридную и переменнo-влажную гумидную климатические области (рис. 7). Переменно-влажные условия господствовали в центральных районах Русской платформы, в Западной и Средней Сибири. Небольшая роль мезофильной растительности, полимиктовый характер песчано-глинистых осадков с низкими коэффициентами устойчивости, сформированных в пределах прибрежной озерно-аллювиальной равнины, слабое развитие озерных и аллювиальных

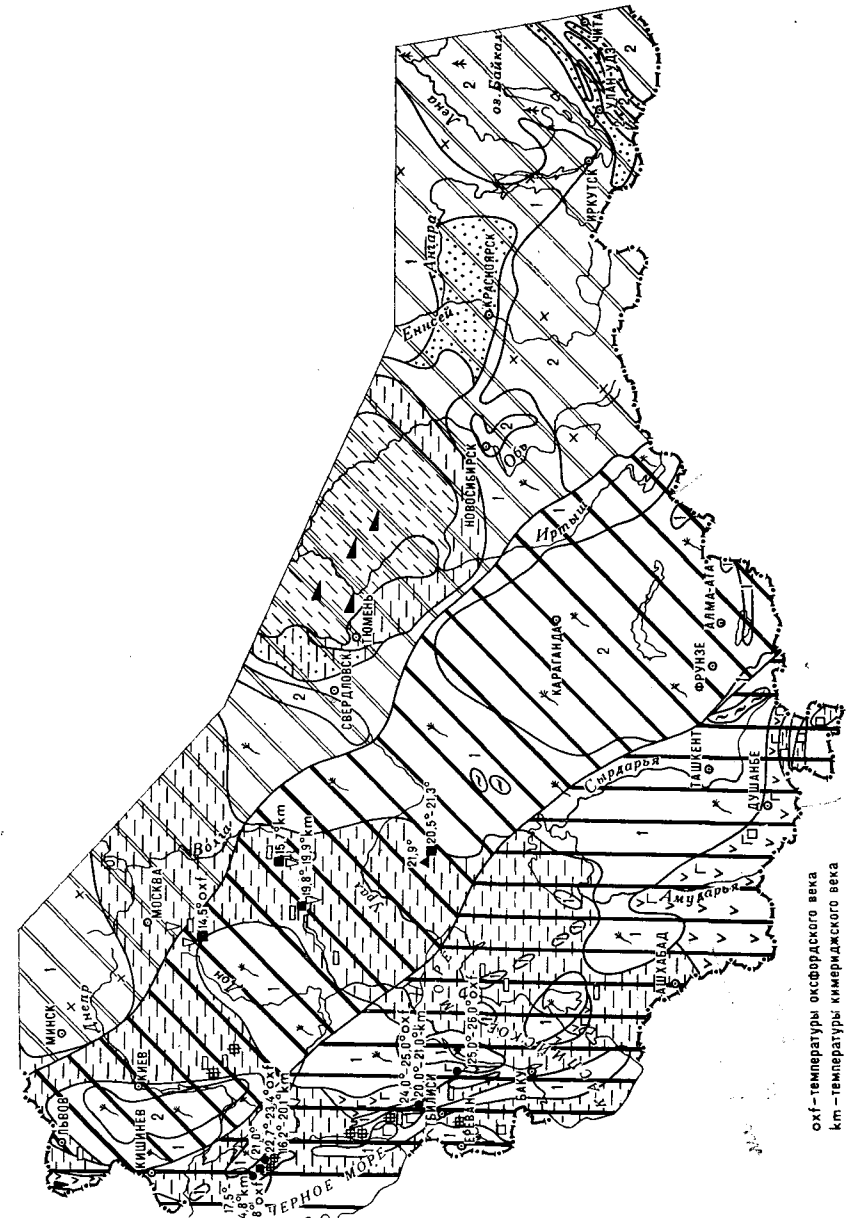


Рис. 7. Схематическая ландшафтно-климатическая карта оксфордского и кимериджского веков. Условные обозначения см. рис. 1

фаций, наличие мелких постоянно пересыхающих водоемов, слабая денудация возвышенных пространств свидетельствуют о переменном-влажном умеренном или умеренно-теплом термическом режиме. Это подтверждается и палеотермометрическими определениями по ростам белемнитов Ленского моря. Согласно полученным данным, кроме того, устанавливается и разница между температурами оксфорда и кимериджа. Температуры в Хатангской впадине в оксфорде в среднем не превышали $+15^{\circ}\text{C}$, в раннем кимеридже $+15^{\circ}\text{C}$, а в позднем кимеридже повысились до $+17^{\circ}\text{C}$. Температуры, установленные изотопным методом на восточном склоне Северного Урала, в позднем кимеридже достигали $+19^{\circ}\text{C}$.

Центральные районы Восточно-Европейской платформы и Казахстан располагались в зоне субтропического переменном-влажного климата. Казахская и Украинская возвышенности покрывались ксерофильным редколесьем, состоящим, главным образом, из хвойных. Древовидные папоротники ксерофильного облика и цикадофиты аридных сообществ с кожистыми листьями и хорошо развитой кутикулой, позволяющие переносить периодическую засуху (Синицын, 1966), росли на низменных прибрежных равнинах, где количество атмосферных осадков было сравнительно высоким.

Море Русской платформы имело нормальную соленость и в нем формировались глинисто-карбонатные осадки, в южном направлении сменяющиеся отложениями экстракарбонатной формации. Показателями существования переменном-влажных условий являются слабо карбонатные красноцветные осадки и высокая полимиктовость песчаного материала.

О термическом режиме территории с переменном-влажным климатом можно судить не только по распространению теплолюбивой растительности, высокой карбонатности осадков, ареалу глауконита и фосфорита, но и по составу морской фауны, которая в значительной степени отличалась от «бореальной». Палеотермометрические определения по ростам белемнитов на территории Русской платформы позволяют выделить две термические зоны. На севере (южные районы Подмосковья и север Ульяновско-Саратовского прогиба) температуры колебались в пределах $13,7—14,5^{\circ}\text{C}$. В южном направлении они постепенно повышались до 20° в центральных частях Ульяновско-Саратовского прогиба и до $20,5—21,0^{\circ}\text{C}$ в Среднем Поволжье. Несколько более низкие температуры характерны для оксфорда ($14—18^{\circ}\text{C}$).

Южные районы Восточно-Европейской платформы, Закаспий, Средняя Азия, Крым, Кавказ и Памир характеризовались жаркими аридными условиями. Растительные остатки в осадках почти неизвестны, так как на суше растительный покров отсутствовал. Наряду с нормально-солеными морями существовали лагуны с повышенной соленостью. В морях с нормальной соленостью формировались осадки экстракарбонатной формации, почти нацело состоящие из органогенных известняков с тропической

фауной и рифовых построек, а органический мир представлен тропическими формами, такими как кораллы, средиземноморскими и индийскими формами головоногих и двустворчатых моллюсков.

В пределах аридного природного пояса существовали небольшие низменные участки, расположенные вблизи морских бассейнов, с чертами влажного климата (скорее всего переменном-влажного). Примером таких территорий являются карровые прибрежные низменности Крыма. Обилие влаги, периодически приносимой муссонами, вызывало интенсивное выщелачивание карбонатных пород и развитие мезофильной растительности типа галерейных лесов и лесных саванн. Привнос разнообразного тонкого материала эоловым путем, а также продуктов размыва алюмосиликатных пород, слагавших окружающие возвышенности, происходил на неровную закарстованную поверхность рифогенных известняков приморской низменности. Их химическое изменение способствовало возникновению небольших по размерам осадочно-латеритных бокситов (месторождение Басман-Кермен).

Мелководные участки моря на Северном Кавказе и в Северном Закавказье периодически отшнуровывались от открытого моря и благодаря жаркому климату с дефицитом влаги становились ареной соле- и гипсонакопления. Наиболее крупные бассейны с повышенной соленостью располагались на востоке Средней Азии. В центральных частях бассейнов формировались эвапориты, а по периферии — терригенные осадки с гипсом и ангидритами. В континентальных условиях формировались карбонатная и гипсоносная красноцветная формации.

Таким образом, характер осадконакопления и состав организмов, состоящих из тропических форм, позволяет считать эти районы областью аридного тропического климата. Согласно палеотермометрическим определениям, установлено, что в оксфорде в Крыму температуры по планктонным формам и организмам, обитавшим в мелководных участках, колебались в пределах $22,8—23,4^{\circ}$, а по прикрепленным более глубоководным брахиоподам не превышали 15°C (Ясаманов, 1973). Такие же высокие температуры определены для оксфордского века Северного Кавказа ($24—26^{\circ}$). В кимеридже Крыма средние температуры среды обитания мелководных брахиопод оказались близки к температурам, установленным по ростам белемнитов. В зависимости от условий обитания температуры колебались в пределах $17,5—24,8^{\circ}$. Средние температуры кимериджского века на Северном Кавказе достигали 21° , а в Закавказье были несколько более высокими ($24—25^{\circ}\text{C}$) (Ясаманов, 1973а).

Волжский век

В волжском веке на Восточно-Европейской платформе продолжалась регрессия. Море постепенно покинуло Днепровско-Донецкую впадину. Прикаспийский бассейн отделился от Кавказского

и Копетдагского полосой суши, а Воронежско-Ставропольская суша вновь соединилась с Украинским массивом.

В Подмоскowie распространены мономиктовая и олигомиктовая песчано-глинистые формации. В их состав входят мелководные кварцево-глауконитовые пески с желваками фосфоритов, известковые гидрослюдистые и монтмориллонитовые глины. Прибрежные осадки состоят из косослоистых разнозернистых кварцевых песков с железистыми оолитами и с гальками и обломками фосфоритов.

На низменной аккумулятивной равнине, располагавшейся в пределах Днепровско-Донецкой впадины, формировались аллювиально-озерные песчано-глинистые пестроцветные и красноцветные образования (слабо карбонатная красноцветная формация). Глинистая часть ее монтмориллонитовая, а песчаная примесь — полимиктовая. Осадки содержат большое количество галек, а в прибрежной части — желваки фосфоритов.

В Поволжье распространены глинистая битуминозная и песчано-глинистая полимиктовая формации. Глубина бассейна не превышала 100 м. Прибрежные осадки состоят из косослоистых кварцевых и кварцево-полевошпатовых песков, а в центральных частях развиты битуминозные карбонатные глины, монтмориллонитово-гидрослюдистые глины и полимиктовые пески.

В Прикаспии и в Закаспии осаждались известково-глинисто-алевролитовые осадки. Прибрежные участки морского бассейна, примыкавшие к Урало-Среднеазиатской суше, являлись ареной накопления разнозернистых глауконитовых и кварцево-глауконитовых песков. Карбонатность осадков возрастает в южном направлении.

Сильная изрезанность морского побережья способствовала периодическому возникновению лагун, одна из которых располагалась на юго-востоке Устюрта.

Тонкая размерность прибрежных осадков моря Восточно-Европейской платформы и отсутствие галечного материала свидетельствуют о существовании низменного рельефа областей суши. Воронежско-Ставропольская, Уральская и Белорусская суши представляли собой слабо всхолмленные низменные равнины, с которых обломочный материал транспортировался малочисленными речными потоками (рис. 8). Более возвышенные участки располагались в пределах Украинского массива. Реки, стекающие с возвышенностей, выносили на аллювиальную равнину Днепровско-Донецкой впадины не только песчаный, но и галечный материал.

Регрессия в волжском веке в Альпийской области Юга СССР достигла максимума. Постепенно отступило море из Северных Карпат, где в конце волжского века располагались мелководные лагуны, в которых формировались известково-доломитовые осадки с примесью гипса. Возросли площади островных поднятий и возникли новые. В наиболее глубоководных частях образовались пелитоморфные и органогенные известняки. В Молдавии

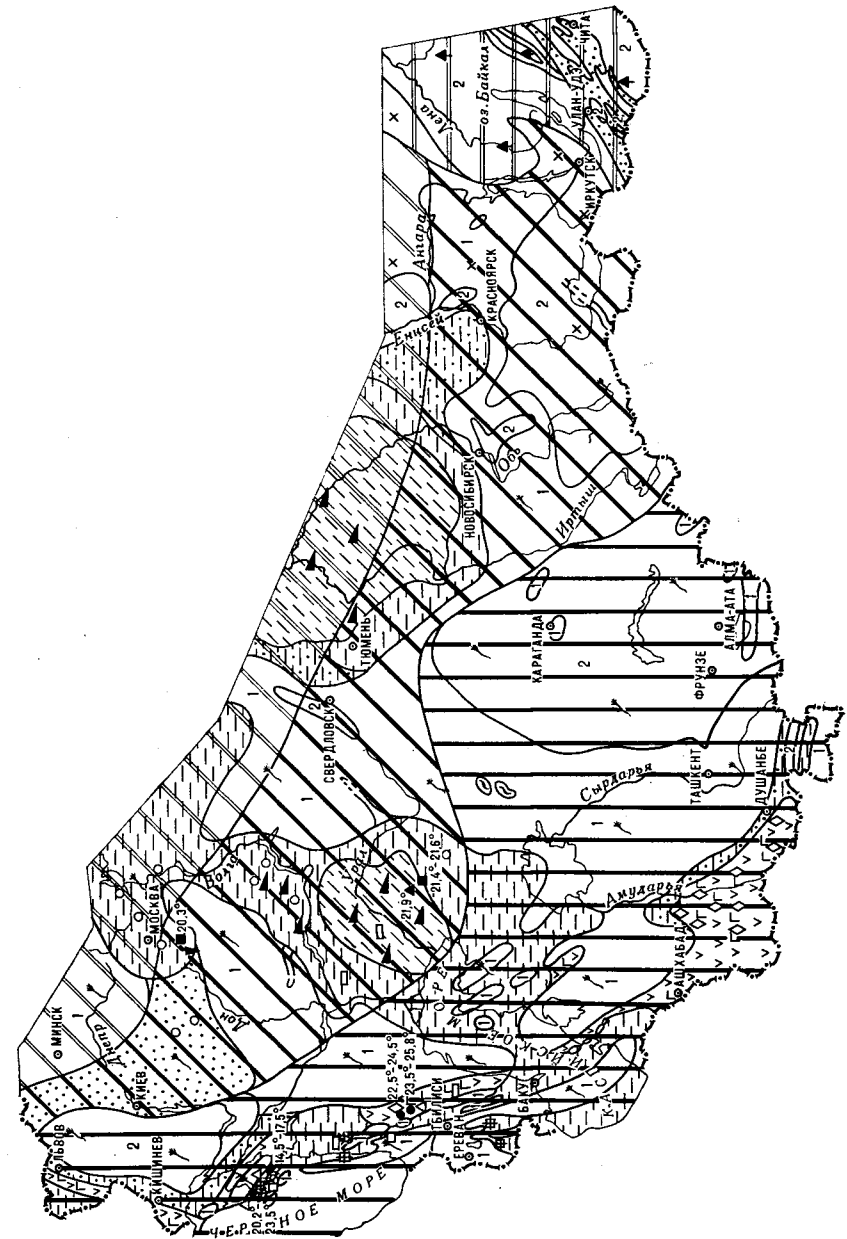


рис. 8. Схематическая ландшафтно-климатическая карта волжского века. Условные обозначения см. рис. 1

сохранились мелководные разобщенные лагуны, в которых накапливались гипсоносные песчано-глинистые осадки.

В Крымском бассейне продолжалось формирование карбонатных осадков и сохранились рифовые массивы (экстракарбонатная формация). На Кавказе море характеризовалось мелководностью. Несколько сузился флишевый прогиб, в котором продолжали накапливаться карбонатные флишевые осадки. В пределах Северного Кавказа располагались многочисленные лагуны с гипсовыми, соленосными, доломитовыми и глинисто-гипсоносными осадками. В западном направлении происходит постепенное замещение эвапоритовых осадков органогенно-известковистыми, характерной особенностью которых является повышенное содержание магнезия (экстракарбонатная формация).

В Северном Закавказье в условиях нормально-соленого моря продолжалось образование рифогенных отложений (Рача, Западная Абхазия). В пределах западной части Закавказского срединного массива распространены карбонатная и гипсоносная красноцветная формации.

В волжском веке в Копетдагском море особенно на северных и восточных его окраинах расширились области лагунных бассейнов, отшнурованных от нормально-соленого моря архипелагом низких островов. Нормально-соленые условия временами прерывались засолонением и пласты органогенных известняков переслаиваются гипсами и ангидритами. В лагунах формировались гипсоносные осадки, а в прилегающих частях низменностей — карбонатные красноцветные песчано-глинистые осадки.

Море с нормальной соленостью существовало на Памире, в котором осаждались известково-глинистые осадки. Низменные участки суши располагались в пределах Юго-Восточного Памира.

Юго-западные отроги Гиссарского хребта и Восточная Туркмения представляли собой мелководный обширный солеродный бассейн. Вначале здесь существовал бассейн сульфатного типа, затем он несколько уменьшился в размерах и превратился в бесульфатный, в котором осаждались галит и калийные соли. Позднее, в результате регрессии территория представляла собой низменную прибрежную равнину, на которой располагались периодически пересыхающие водоемы, являющиеся аккумуляторами глинисто-алевролитового материала. Обломочный материал приносился реками с малой скоростью со сравнительно приподнятых низменностей юга Средней Азии.

Туранская плита, Тургай, западные районы Казахстана и Южный Урал представляли собой низменные слабо эродированные равнины. В редких мелководных озерах накапливались пестроцветные глинисто-алевролитовые осадки. Более возвышенный рельеф характерен для восточной части Казахстана. Возвышенности, возможно с массивами низких гор, располагались в Алтае-Саянской области.

В Сибири континентальное осадконакопление происходило в Чулымо-Енисейской впадине. Здесь развиты пестроцветные

(красные, лилово-красные, коричневатобурые и желтые) каолиновые глины с примесью песчано-алевролитового материала и полимиктовые разнозернистые пески. Их фациальным аналогом являются песчано-глинистые мелководные морские образования Западной Сибири, состоящие из зеленовато-серых песчаников и алевролитов с прослоями каолиновых глин. Известковистость для данных осадков не характерна. Встречается большое количество растительных остатков, растительный детрит, тонкие прослойки бурого угля, сидерит и глауконит. В центральных частях Западно-Сибирского моря, значительно расширившего свои границы по сравнению с предшествующими веками, накапливались в относительно глубоководных условиях битуминозные осадки, не отличающиеся по составу от оксфорд-кимериджских.

В волжском веке на значительной части Сибирской платформы происходило дальнейшее выравнивание. В центральных, южных и юго-западных районах располагалась низменная слабо всхолмленная равнина. Возвышенности и плато приурочены к Енисейскому кряжу и Верхонскому поднятию. Контрастный рельеф продолжал существовать в Забайкалье. Возвышенные равнины и горные массивы разделялись крупными межгорными впадинами и депрессиями, которые были заняты речной сетью. В последних аккумуляровался грубообломочный материал.

В волжском веке распределение растительных ассоциаций было аналогично оксфорду и кимериджу. Континентальные области покрывались редколесьем из ксерофильных хвойных *Brachyphyllum*, *Pagiophyllum*, *Cupressaceae*, *Ephedra*, *Podocarpus*. Ландшафт саваны характерен для континентальных пространств европейской части СССР, южной части Западной Сибири, Урала, Казахстана. Южные районы Туранской плиты и Средняя Азия представляли собой пустынные и полупустынные области. Лишь на наиболее увлажненных участках, примыкавших к морским побережьям, располагались заросли папоротников и таксодиевых.

В середине волжского века в результате установления более тесной связи с Арктическим бассейном в море Восточно-Европейской платформы мигрировали «бореальные формы». Наряду с *Dorsoplanites*, *Pavlovia*, *Stragevskya*, *Laugeites* и ауцеллами в бассейне развиваются эндемичные *Virgatites*, *Lomonossovella*, *Epivirgatites*, *Craspedites*, *Subplanites*, а также белемниты родов *Pachyteuthis*, *Cylindroteuthis*, *Lagonibelus*, неизвестные в более южных районах.

В средиземноморской области широко распространены *Bergiasellidae*, *Oppellidae*, *Ataxioceratinae*, *Virgatosphinctidae*. Постепенно смещаются на юг рифовые постройки. Наряду с кораллами в Закавказье известны рудисты *Diceras*, *Matheronia*.

Значительная регрессия, происходившая в волжском веке, усилила аридизацию. Только на северо-востоке условия оставались гумидными. В это время в Вилюйском и Лено-Хатангском бассейнах формировались угленосные осадки, а денудационные ландшафты востока Сибирской платформы развивались в усло-

виях гумидного климата (Ясаманов, 1976). Мезофильные теплолюбивые формы растительности в южном и в северном направлении постепенно сменялись более умеренными хвойно-гинкговыми лесами.

Смешанный тип растительности, в составе которого наряду с мезофильными формами принимали участие ксерофильные, развивался в прибрежных районах Русской платформы, в Западной Сибири и в Алтае-Саянской области. Это позволяет сделать вывод о существовании периодов иссушения климата. Однако обогащенность осадков растительным детритом и наличие прослоев бурого угля в Западной Сибири свидетельствует о длительности влажного сезона и большом количестве атмосферных осадков.

Для морских бассейнов переменного влажного климата свойственна высокая продуктивность фито- и зоопланктона, а это способствовало формированию битуминозных глин и горючих сланцев. Несомненно, что часть органического вещества в виде тонкого растительного детрита поступала с континента. В прибрежных зонах моря накапливались глауконитово-кварцевые пески и фосфоритовые желваки, что указывает на высокие среднегодовые температуры и периодическое иссушение климата. Палеотермометрические определения подтверждают существование высоких среднегодовых температур. По рострам белемнитов из Подмосковья и Поволжья автором получены температуры 20—22°C. Эти результаты сходны с данными изотопной палеотермометрии по отношению кальция к магнию (Берлин и др., 1966, 1970). Среднегодовая температура в ранневожское время в Поволжье колебалась в пределах 20—23°C, в поздневожское время 19—21°C.

В ранневожское время в Прикаспии температуры равнялись 21—23°C, а в поздневожское время 23—24°C.

В южной части Русской платформы, в Закаспии, в Казахстане, в Средней Азии и в Альпийской части Юга СССР господствовали сухие тропические условия. О значительной аридизации свидетельствует широкое распространение эвапоритов, экстракарбонатной и карбонатно-гипсоносной красноцветной формации. Среди глинистых осадков, которые в аридной области пользуются ограниченным распространением, наряду с гидрослюдами встречается палыгорскит.

В нормально-соленых морских бассейнах развивалась тропическая фауна, в значительной степени отличающаяся как по видовому, так и по родовому составу от фауны бассейнов Восточно-Европейской платформы и Западной Сибири. Наряду с головоногими моллюсками средиземноморской, африканской и индийской областей широко распространены кораллы и рудисты.

Характерной чертой бассейнов Крыма и Закавказья является наличие береговых, барьерных рифов и атолловых островов. Органогенные постройки состояли не только из кораллов, но и разнообразных водорослей, рудистов и брахиопод.

Тропический термический режим, установленный по ареалу развития теплолюбивой фауны, подтверждается палеотермомет-

рическими определениями. Как в Крыму, так и на Кавказе минимальные температуры не опускались ниже +20°C. Причем они получены по раковинному веществу сравнительно глубоководной бентосной фауны. По рострам белемнитов температуры превышали +23°C.

Таким образом, характерной особенностью позднеюрского этапа развития территории Юга СССР является аридизация. В аридных областях полностью исчезла лесная растительность, которая в переменном-влажном условиях представлена ксерофильным редколесьем и саваннами. Отложения аридной области содержат небольшое количество глинистого материала, где встречается палыгорскит. Среди континентальных осадков ведущая роль принадлежит русловым и дельтовым фациям, а для территорий, расположенных в переменном-влажном климате, — пролювиальным и делювиальным. Пресноводные карбонатно-глинистые образования являются осадками крупных озер, которые свойственны саваннам. В условиях аридного климата на континентальных пространствах преобладала физическая дезинтеграция пород. Почвообразовательные процессы протекали в резко замедленном темпе и на значительной территории распространены солончковые и песчаные почвы.

По данным В. М. Синицына (1966), годовая сумма атмосферных осадков в аридной области составляла 500—800 мм. Среднегодовая температура морских бассейнов превышала 20—22°C, а на континентах она, по-видимому, равнялась +28—30°C.

В северном направлении периоды засухи становились все менее продолжительными и увеличивалось общее годовое количество атмосферных осадков. Мезофильные ассоциации по речным долинам глубоко вдавались в сравнительно сухие континентальные области, образуя галерейные леса.

Данная область являлась переходной к гумидной равномерно-влажностной не только по характеру растительности, но и по литологическому типу осадков. Здесь распространены слабо карбонатные красноцветные континентальные отложения, битуминозные глины, горючие сланцы, кварцево-глауконитовые пески и пластовые залежи фосфоритов.

МЕЛОВОЙ ПЕРИОД

Раннемеловая эпоха

Берриасский и валанжинский века

Неопределенность стратиграфического положения и трудность выделения берриасского яруса общеизвестны. В настоящей работе условно рассматриваются отложения берриасского яруса в качестве нижнего подъяруса валанжина.

В начале мелового периода произошла трансгрессия моря на Восточно-Европейской платформе и сравнительно холодные воды из Арктического бассейна проникли далеко на юг. В течение валанжинского века областями сноса являлись низменные дену-

дационные равнины, располагавшиеся на месте Балтийского щита, Украинского массива, Воронежского поднятия и Урала. Мелководный режим и неустойчивый гидродинамический характер Русского моря способствовал формированию терригенных осадков с желваками и гальками фосфоритов.

В центральной части Восточно-Европейского моря в берриасе накапливались глауконитовые пески с фосфоритовыми конкрециями, возможно за счет перемива юрских фосфоритов (Палеогеография СССР, т. III, с. 145). В прибрежных зонах формировались пески с галечником, ожелезненные конгломераты и ракушечники с бухиями. В позднем валанжине неоднократно происходила потеря связи с морями Арктического и Кавказского бассейнов. В конце валанжинского века в центральных районах Восточно-Европейской платформы образовались мелководные глинисто-глауконитовые пески с фосфоритовыми желваками и с фосфоритизированными раковинами бухий и аммонитов.

В Причерноморской впадине развита песчано-глинистая олигомиктовая формация, состоящая из кварцево-полевошпатовых песков и каолинитово-монтмориллонитовых глин. В юго-восточном направлении полимиктовость осадков увеличивается. Особенно это характерно для Прикаспийской впадины и Закаспия. В Прикаспии вначале формировались глины с прослоями песка, с галькой и оолитами бурого железняка, а позднее — глины с конкрециями фосфоритов. В восточной части отлагались полимиктовые пески, а в районе Оренбургского Приуралья — прибрежные косослоистые пески.

Богатство органическими остатками осадков Восточно-Европейской платформы свидетельствует о нормальном солевом режиме, хорошей аэрации вод, несмотря на неустойчивый гидродинамический режим.

В геосинклинальных областях тип осадконакопления оставался карбонатным. Однако благодаря дифференцированным движениям и сильной динамичности рельефа фациальные условия осадконакопления были разнообразными. В Крыму и на Карпатах наряду с формированием разнообразных известняков накапливались терригенные толщи, представленные кварцево-полевошпатовыми и полимиктовыми песками и полиминеральными глинами. На северо-западном Кавказе и в районе Ставрополя располагался архипелаг мелких и низких островов. В раннем валанжине (берриас) в нормально-соленом море накапливались алевроглинистые известковистые осадки, а позднее известковые илы. Вблизи областей суши иногда встречаются различного размера обломки верхнеюрских известняков.

В осевой части Большого Кавказа в течение валанжинского века формировались терригенные и терригенно-карбонатные флишевые осадки.

В центральной части Большого Кавказа, в пределах Закавказского срединного массива и на Малом Кавказе располагались

многочисленные острова, площадь которых в течение валанжина постепенно сокращается. Морской бассейн постепенно углубляется и в его пределах формируются карбонатные осадки. На западе Закавказья (Колхида) сохранились лагуны, в которых продолжалось накопление доломитовых и иногда гипсоносных осадков. На остальной части Закавказья в течение валанжинского века отложились как органогенные, так и хемогенные известковые осадки. В прибрежных частях развиты органогенно-обломочные и оолитовые известняки с примесью терригенного материала (экстракарбонатная формация). Крупные островные поднятия обрамлялись шлейфами грубообломочных и песчаных осадков полимиктового состава.

Обилие фауны аммонитов, белемнитов, морских ежей, рудистов и кораллов свидетельствует о нормальной солености, хорошем газовом режиме и наличии широкой связи с морями тропического Тетиса.

В течение валанжинского века в приараксинской части (Севано-Акеринский прогиб) происходили вулканические извержения. В Копетдагском море, имевшем нормальную соленость, формировались известковистые и глинисто-известковистые осадки. С севера оно ограничивалось лагунами и низменными приморскими равнинами. На территории лагун накапливались глинисто-гипсоносные осадки, а на приморских низменностях — красноцветные карбонатные полимиктовые песчано-глинистые осадки. На востоке Туркмении и в Афгано-Таджикской впадине морской режим был неустойчивым и часто сменялся континентальными условиями. Море, ограниченное с запада архипелагом низких островов и зонами мелководья, подвергалось засолению и в нем формировались осадки эвапоритовой формации. Большим распространением пользовались континентальная карбонатная и гипсоносная формации. В Таджикской впадине она представлена ярко-красными глинами со значительным содержанием палыгорскита и с прослоями доломита, полимиктовыми красными песками и алевролитами с карбонатным цементом. Аналогичные отложения развиты в Ферганской впадине (А. В. Сочава, 1968 г.).

В Северном Приаралье и в низовьях Сырдарьи распространены песчано-глинистые осадки, обогащенные палыгорскитом и сепиолитом. Они представляют собой пойменные и дельтовые фации. Наряду с ними известны фации временных потоков, а также пролювиальные и дельтовые, отличающиеся от первых отсутствием сортированности материала и наличием крупных неокатанных обломков.

К востоку от Восточно-Европейского моря располагалась низменная денудационная равнина, разделявшая моря Восточно-Европейской платформы и Западной Сибири (рис. 9). Судя по составу прибрежных осадков, можно предполагать, что в осевой части располагались сравнительно приподнятые участки (возвышенная денудационная равнина и плато). С них стекали реки с широкими пойменными долинами и располагались озера, в пре-

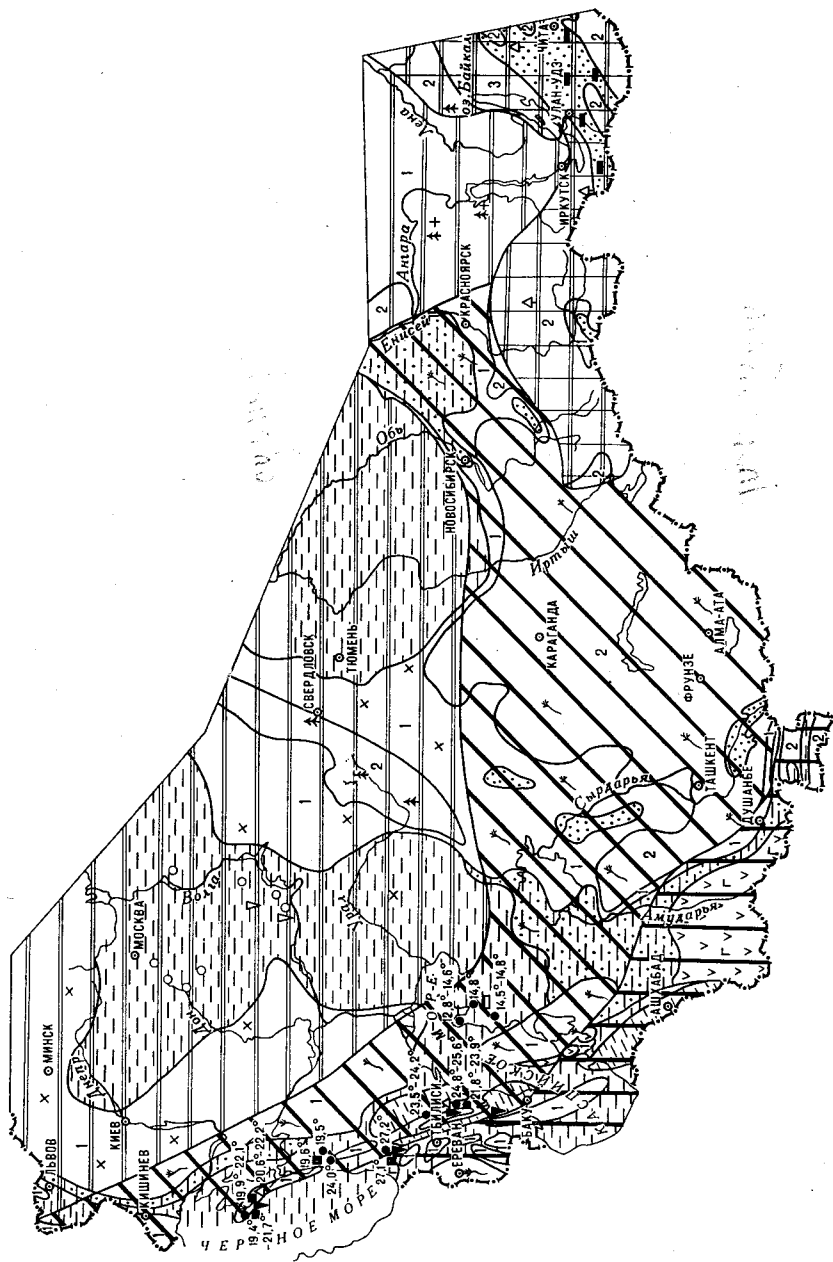


Рис. 9. Схематическая ландшафтно-климатическая карта валанжинского века. Условные обозначения см. рис. 1

делах которых формировались маломощные озерно-аллювиальные полимиктовые пески и алевритистые монтмориллонитовые и гидрослюдистые глины.

Денудационные равнины Урала в южном и юго-восточном направлениях сменялись низменной денудационной равниной. В центральных частях Тургай рельеф был очень низким. Здесь происходило формирование полимиктовых песков небольшой мощности с галечным материалом. С востока к Тургайской низменности примыкала возвышенная холмисто-увалистая равнина, подвергавшаяся интенсивному размыву.

Западно-Сибирское эпиконтинентальное море имело обширные связи с Арктическим и Северо-Сибирским морями. По сравнению с позднеюрской эпохой море значительно расширило свои границы. В нем накапливались толщи глинистых битуминозных осадков и содержатся многочисленные остатки аммонитов, белемнитов, рыб, водорослей, свидетельствующие о нормальном солевом и газовом режиме. В прибрежной зоне осадки обогащены глауконитом, лептохлоритом, сидеритом, пиритом, гидрогетитом. В восточной мелководной части морского бассейна и в пределах мелководных участков на подводных поднятиях отлагались песчано- и алеврито-глинистые осадки. На юге наряду с песками и глинами присутствуют известковистые и доломитовые осадки, свидетельствующие об иссушении климата. Наблюдается изменение минерального состава глин в меридиональном направлении. На севере глины каолинистового состава, а на юге — гидрослюдистого и реже гидрослюдисто-монтмориллонитового. Полимикто-вость песков также возрастает в южном направлении.

В южных и юго-восточных окраинных зонах моря распространены песчано-глинистые осадки со следами многократного перемыва. Они засорены галечным и гравийным материалом, приносимым реками.

Континентальное осадконакопление происходило в Чулымо-Енисейской впадине. Здесь распространены красноцветные слабо карбонатные песчано-глинистые осадки, представляющие собой дельтовые, пойменные и озерные фации.

По сравнению с позднеюрской эпохой обстановка на Сибирской платформе, в Алтае-Саянской области и в Забайкалье изменилась мало. Большая часть Сибирской платформы представляла собой медленно воздымавшуюся низменность, подвергавшаяся интенсивному размыву. Обломочный материал речными системами выносился в Западно-Сибирское и Северо-Сибирское моря. С юга Сибирская платформа обрамлялась возвышенностями, имевшими плавные и пологие очертания.

В пределах Алтае-Саянской области располагались возвышенности и горные массивы, поставлявшие обломочный материал. Возможно, в предгорной части располагались континентальные бассейны седиментации.

Размывающие возвышенности и горные массивы Забайкалья служили поставщиками обломочного материала крупной аллю-

виальной равнины. В широких пойменных участках рек и мелких, но обширных озерных водоемах происходила аккумуляция терригенного материала, а обилие растительного материала способствовало угленакоплению.

Состав растительности в неокоме на территории Юга СССР, особенно в южных областях, оставался примерно таким же, как и в позднеюрскую эпоху, но геоботаническая зональность в целом претерпела некоторые изменения. Постепенно расширилась область развития хвойно-гинкговых лесов. Леса покрывали возвышенности Забайкалья, Западного Прибайкалья и Восточных Саян. В их составе принимали участие сосновые (сосна, ель, пихта, кедр), питиофиллумы, родозамиты, гинкго, чекановская, байера, фоеникопсис, а подлесок слагали папоротники (кониоптерис, кладофлебис).

На юге Средней Сибири гинкговые отсутствовали. Здесь росли тропические и субтропические хвойные и папоротниковые. Причем в западном направлении роль ксерофильных элементов в растительном покрове возрастает (Ясаманов, 1976).

Хвойно-беннеттитовые леса с примесью цикадофитовых росли в центральных районах Русской платформы, Приуралья и на севере Тургайской низменности. Лесная растительность состояла из сосновых, брахиофиллумов, птерофиллумов, отозамитес, глоссеозамитес и беннеттитовых (*Williamsonia*, *Cycadeoides*, *Nilssonia*).

На прибрежных равнинах Западно-Сибирской низменности вместе с хвойно-беннеттитовыми лесами с примесью цикадофитовых большим распространением пользовались папоротники *Gleicheniaceae*, *Schizaeaceae*, *Marattiaceae*, *Cyatheaceae*, *Dicksoniaceae*, *Polypodiaceae* и плауновые.

На юге Восточно-Европейской платформы, в Казахстане и Средней Азии существовал ландшафт ксерофильного редколесья. В его составе принимали участие сосны, кипарисовые, *Pagiophyllum*, *Brachyphyllum*, *Podocarpus*, *Araucaria* и сравнительно редко гинкговые и беннеттитовые. Папоротниковый подлесок слагался *Coniopteris*, *Lygodium*, *Cibotium*, *Leiotriletes*, *Anemia*, *Osmundites*. Они свойственны лишь прибрежным районам с повышенной влажностью. При удалении от морского побережья число папоротников резко сокращалось и в подлеске росли лишь травянистые, многие виды которых являлись ксерофитами (Гольберт и др., 1968; Ясаманов, 1976).

В раннемеловую эпоху особенно отчетливо обособились фаунистические ассоциации, в основе которых наряду с фаунистическими особенностями лежал и термический режим. В валанжине в морях Русской платформы сформировался своеобразный комплекс фауны, в составе которого наряду с «бореальными» формами присутствовали эвритермные организмы. Большим распространением пользовались *Aucella*, *Rjasanites*, *Euthymiceras*, *Bogoslovskia*, *Temnoptychites*, *Polyptychites*, *Craspedites*, *Surites*, *Proleopoldia*, *Pseudogarnieria*, *Subcraspedites*, *Acroteuthis*. Вместе с тем в Западно-Сибирском море фауна аммонитов обеднена.

В средиземноморской области, охватывающей морские бассейны Карпат, Крыма, Кавказа и запада Средней Азии, фауна иного типа. Имеющиеся различия в составе аммонитовой фауны разных участков позволяет выделить палеобиогеографические провинции и районы. Южные районы СССР характеризовались присутствием тропических аммонитов (*Ptychophylloceras*, *Holcophylloceras*, *Haploceras*, *Neocomites*, *Dalmasceras*, *Protacanthodiscus*, *Astieria*, *Negrelliceras*, *Thurmanniceras*, *Berriasella*, *Kilianella*), белемнитов (*Conobelus*, *Pseudodualia*, *Pseudobelus*, *Dualia*, *Hibolites*), кораллов (*Dimorphocaenia*, *Montlivaltia*, *Discocyathus*, *Stylina*, *Diplocaenia*, *Actinastraea*, *Eugyra*) и рудистов (*Heterodicerias*, *Monopleura*, *Paradicerias*, *Megadicerias*). Наряду с тропическими организмами благодаря существованию холодных течений на юг проникали холодолюбивые формы *Aucella*, *Rjasanites*, причем в местах обитания последних комплекс средиземноморской фауны в значительной степени обеднен (Эристави, 1959; Н. А. Ясаманов, 1965 г.). Такими районами являются Северный Кавказ, Крым и север Закавказья.

На Мангышлаке, в Туркмении и на юге Средней Азии состав фауны существенно иной. Среди аммонитов известны *Euthymiceras*, *Rjasanites*, *Polyptychites*, *Euptychites*, *Olcostephanus*. Смешанный комплекс фауны аммонитов, отсутствие белемнитов, кораллов и рудистов позволяет сделать вывод о существовании меридиональной преграды, располагавшейся в области Каспийского моря, препятствовавшей свободному обмену головоногими моллюсками с Кавказским бассейном (Али-Заде, 1972), и о наличии более низких температур на востоке.

Трансгрессия Арктического бассейна в начале мелового периода на юг способствовала смещению климатических зон и значительному ослаблению аридизации. В центральных областях Восточно-Европейской платформы, на Урале, в Западной и Средней Сибири господствовали равномерно-влажные условия (см. рис. 9). Низменная денудационная равнина Русской платформы покрывалась теплолюбивыми хвойно-беннеттитовыми лесами с примесью цикадофитов. Однако наряду с влаголюбивыми формами присутствовали ксерофиты, значение и количество которых возрастает в южном направлении. С течением времени ксерофильные формы постепенно сменяются мезофильными и гигрофильными. Особенно много мезофильных и гигрофильных форм произрастало на побережье Западно-Сибирского моря и на денудационных низменных поверхностях Сибирской моря и на денудационных низменных поверхностях Сибирской платформы. Более умеренный характер имела растительность на возвышенностях востока Алтае-Саянской области и Забайкалья, в межгорных равнинах которой происходило угленакопление.

В морском бассейне Западной Сибири по сравнению с позднеюрской эпохой характер осадконакопления претерпел существенные изменения. Область формирования битуминозных осадков сильно сократилась и сосредоточилась на крайнем западе. Боль-

шое распространение получили песчано-глинистые олигомиктовые осадки. Полимиктовость песчаных фракций и количество гидростлюды возрастает в южном направлении. В целом данная формация является гумидной, тем более что в ее составе особенно на севере отмечается значительное обогащение аутигенными минералами железа.

Для морских бассейнов Русской платформы, расположенных в гумидной области, характерно формирование олигомиктовых и мезомиктовых терригенных осадков. В мелководных нормально-соленых условиях среди глауконито-кварцевых песков присутствуют желваки фосфоритов, основная часть которых была образована за счет размыва позднеюрских фосфоритов.

Карбонатность морских осадков и присутствие глауконита в них, по-видимому, является косвенным показателем сравнительно высоких среднегодовых температур, по крайней мере не ниже $+15^{\circ}$ (Синицын, 1966). Об этом также свидетельствует теплолюбивый характер флоры и своеобразный комплекс морских организмов, состав которых сильно отличается от южных бассейнов. Наряду с бореальными формами, проникшими в результате трансгрессии, в бассейне Восточно-Европейской платформы обитало много эвритермных видов.

Термические условия в морях Восточно-Европейской платформы были сравнительно высокими. На севере (Печорский бассейн) температуры достигали 15°C , а в центральных районах — $16—18^{\circ}\text{C}$.

В южных районах Восточно-Европейской платформы, в Закаспии, Тургае и Казахстане существовал переменновлажный теплый климат. Влаголюбивые сообщества преобладали на берегах морей, крупных озер и в долинах рек. Среди терригенных осадков наряду с олигомиктовыми распространены полимиктовые. Высокая известковистость и наличие глауконита, а также смешанный тип фауны, среди которой наряду со средиземноморскими формами присутствуют среднеевропейские и бореальные, свидетельствуют о высокой температуре воды по сравнению с более северными районами. Согласно палеотермометрическим определениям, наиболее высокая температура, свойственная тропическому режиму, характерна для Карпат, Крыма и Северного Кавказа. Температуры в Крымском бассейне, установленные по белемнитам рода *Duvalia*, колебались в пределах плюс $19—23^{\circ}\text{C}$, рода *Conobelus* — плюс $19,4—23^{\circ}\text{C}$. Аналогичные температуры получены по раковинному веществу брахиопод, обитавших в мелководных условиях ($20,5—23^{\circ}\text{C}$). Температуры среды обитания брахиопод в Северокавказском бассейне от $+21$ до $+25,6^{\circ}\text{C}$.

Довольно низкие температуры существовали на Мангышлаке, где состав морских организмов однотипен центральным областям Восточно-Европейской платформы. По раковинному веществу брахиопод температуры среды обитания колебались в пределах $14,6—15^{\circ}\text{C}$, а устриц $+14,5—15,2^{\circ}\text{C}$. Лишь по единственному образцу устриц рода *Lopha* была получена температура $+17,8^{\circ}\text{C}$.

Развитие карбонатной и гипсоносной красноцветной континентальной, эвапоритовой и экстракарбонатной формаций в Закавказье и на юге Средней Азии ограничивает распространение области аридного тропического климата. В ее пределах распространена тропическая фауна (кораллы и рудисты) и неизвестны растительные сообщества. На континентальных пространствах располагались пустыни и полупустыни. Согласно палеотермометрическим определениям, среднегодовые температуры в морских бассейнах достигали $+27—28^{\circ}\text{C}$. Более низкие температуры ($+19^{\circ}\text{C}$) установлены по раковинному веществу брахиопод.

Готеривский век

В конце валанжинского века произошла незначительная регрессия, но в готериве море проникло через Прикаспийскую впадину в Ульяновско-Саратовский прогиб. В ряде районов увеличилась глубина моря. Во второй половине готеривского века морской режим установился на северо-западе Днепровско-Донецкой и на юго-западе Московской впадин.

Прилегающие к Восточно-Европейскому морю области суши по-прежнему оставались низменными. На востоке Восточно-Европейской платформы и Урале располагалась низменная слабо всхолмленная денудационная равнина. Наиболее низменные участки ее подвергались периодическому затоплению морскими водами. Балтийско-Украинская и Воронежская суша представляли собой приподнятые денудационные равнины, довольно круто возвышавшиеся над морским бассейном. В прибрежных низменных участках происходила континентальная и морская аккумуляция (рис. 10).

Почти повсеместно на Восточно-Европейской платформе осуществлялось терригенное осадконакопление олигомиктового состава. В Подмосковье развиты кварцево-глауконитовые тонкозернистые пески с небольшой примесью глинистого материала каолинитово-гидростлюдистого состава. Кварцево-глауконитовые пески характерны для Днепровско-Донецкого, Волжского и Прикаспийского бассейнов. В южном направлении возрастает карбонатность осадков, а глины становятся монтмориллонитовыми и гидростлюдистыми.

В Прикаспии располагался наиболее глубоководный бассейн, сообщавшийся с северными и южными морями. В начале готерива здесь отлагались известковистые тонкозернистые пески и глины, а позднее — алевритистые и песчаные глины.

Широкое распространение стеногалинной морской фауны и обилие органических остатков свидетельствует о нормальном солевом и газовом режиме бассейнов и хорошей аэрации вод.

На крайнем Юге СССР в начале готерива произошло обмеление моря, а в дальнейшем границы моря расширились, а в некоторых районах глубина увеличилась. На Карпатах известна глинисто-карбонатная формация, осадки которой состоят из кар-

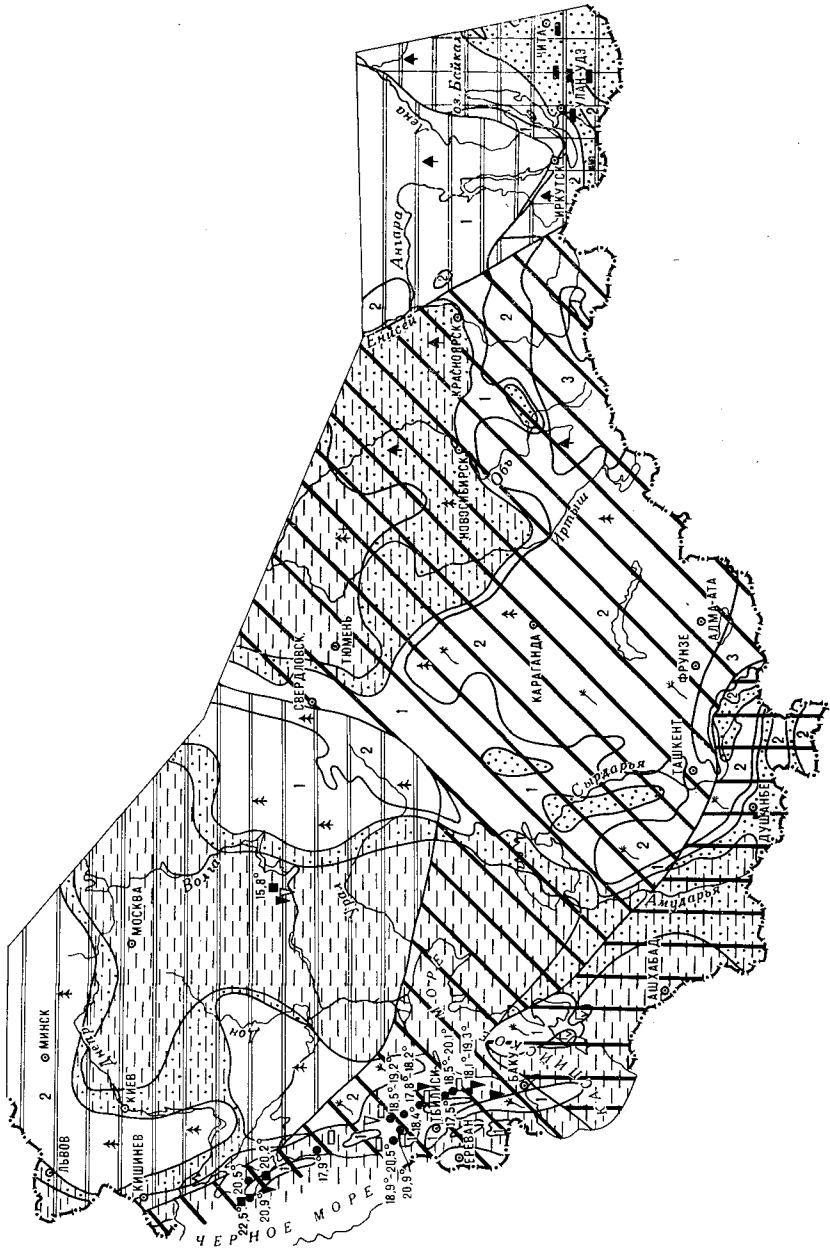


Рис. 10. Схематическая ландшафтно-климатическая карта готеривского века. Условные обозначения см. рис. 1

бонатных глин, мергелей, мергелистых и органогенных известняков.

В Крыму накапливались песчано-глинистые известковые осадки, в прибрежной части с галечниками, свидетельствующие о значительной высоте суши и энергичном размыве. В прибрежной мелководной зоне расселялись колониальные кораллы, брахиоподы и толстостенные двустворчатые моллюски и гастроподы.

В центральной части Большого Кавказа продолжал существовать глубоководный бассейн, в котором формировались известковые песчано-глинистые флишевые осадки. Многочисленные, различной площади, острова на Кавказе имели низменный рельеф и снабжали мелководные участки моря мелкозернистым терригенным материалом. На Северном Кавказе в мелководном бассейне отлагались песчано-глинистые известковые осадки. Отложения экстракарбонатной формации с высоким содержанием магния формировались в пределах Закавказского срединного массива и на Малом Кавказе. Они представлены органогенными (брахиоподовыми, устричными, брахиоподово-детритовыми и рифогенными) оолитовыми и реже хомогенными известняками. В западной части распространены доломитизированные известняки и доломиты (М. С. Эристави, 1960 г., Ясаманов, 1969б). Вблизи областей сноса карбонатные осадки обогащены терригенной примесью, а наиболее крупные участки суши (Дзирульское поднятие, Куринская суша и поднятия Малого Кавказа) обрамлялись широким шлейфом терригенных осадков полимиктового и аркозового состава. На Малом Кавказе в готериве море сократило свои размеры и сохранилось в Приараксинской части. Здесь накапливались известковые и терригенные осадки. В ряде мест начались вулканические излияния и были сформированы вулкано-осадочные отложения.

Регрессия особенно ярко проявилась на юге Средней Азии. Сократились площади морского осадконакопления, а лагуны превратились в области континентального осадконакопления. Морские условия сохранились в Копетдаге, где формировались глинисто-известковые осадки. Мелкие лагуны и заливы, примыкающие к Карабогазской суше, имели повышенную соленость и в них аккумуляровался песчано-глинистый материал с примесью гипса. Морской бассейн с северо-востока ограничивала обширная Кызылкумская низменность, в пределах которой накапливались красноватые песчано-глинистые карбонатные осадки полимиктового состава. Широко развиты пролювиальные, делювиальные фации и фации пересыхающих водоемов. К востоку прибрежная низменность сменялась внутриматериковой аллювиальной равниной. Здесь распространены русловые фации, представленные песчано-глинистыми осадками с галечным материалом. Характерны красный цвет и полимиктовость. Отложения такого состава развиты в Афгано-Таджикской и Алайской впадинах. Цемент терригенных образований известковый и известково-доломитовый. В Ферганской впадине распространены косослоистые розовые песча-

ники, фациально замещающиеся коричневато-фиолетовыми конгломератами с прослоями песчаников. Они представляют собой отложения временных потоков, в то время как песчаники являются эоловыми (Рухин, 1959). По-видимому, также эолового происхождения песчано-алевритовые красноцветные отложения Сырдарьинской впадины. В ней и на юге Тургая значительным развитием пользуются красно-бурые, шоколадно-розовые алевритистые глины, образовавшиеся в застойных, сравнительно быстро пересыхающих водоемах.

В Тургае располагалась низменная слабо всхолмленная равнина. В центральных частях, в условиях временно пересыхающих водоемов, накапливались красноцветные слабо карбонатные тонкозернистые пески и глины. В периферических частях развиты пролювиальные и делювиальные фации.

Значительные пространства Казахстана представляли собой возвышенную равнину, денудация которой была слабой.

В Западной Сибири морской бассейн в готеривском веке обмелел и сократился. В южных и юго-восточных районах в условиях низменной озерно-аллювиальной равнины отлагались красноцветные известковистые песчано-алевритовые глины. Красноцветная формация характерна и для мелководных участков Западно-Сибирского моря. Она состоит из известковистых глин, алевритов и тонкозернистых песчаников с включениями галек кварца и кремня. Песчано-алевритовая часть полимиктовая, реже мезомиктовая, а глины гидрослюдистые и монтмориллонитовые с сепиолитом и палыгорскитом. Иногда встречаются прослои доломитов и доломитизированных известняков. В северном направлении красноцветная слабо карбонатная формация постепенно замещается сероцветной песчано-глинистой.

По сравнению с валанжинским веком Западно-Сибирское море сильно обмелело и подверглось опреснению. В мелководных условиях в центральных частях Западной Сибири накапливались мелкозернистые слюдястые пески кварцево-полевошпатового состава, иногда с глауконитом, и глины. Снос обломочного материала осуществлялся с возвышенностей Урала и денудационных низменностей Сибирской платформы временными и постоянными водотоками.

Как и ранее, Сибирская платформа представляла собой денудационную низменную равнину с грядами возвышенностей и холмов. Наиболее возвышенные участки располагались в пределах Енисейского кряжа. Возвышенные равнины, плато и горные массивы известны в Алтае-Саянской области и в Западном Прибайкалье. В Западном Забайкалье размеры низменной внутриматериковой аллювиальной равнины возросли и в ее пределах формировались пойменные, старичные и русловые фации, состоящие из полимиктовых песчано-глинистых осадков, обогащенных растительным детритом со слоями бурого угля.

В готериве наиболее влаголюбивые растительные ассоциации произрастали вдоль побережья Западно-Сибирского моря и

в Забайкалье. В последнем распространены хвойно-гинкговые леса с папоротниковым подлеском. Прибрежные участки Западно-Сибирского моря покрывались зарослями тропических древовидных папоротников (*Dicksonia*, *Alsophila*), а также *Hausmannia*, *Anemia*, *Coniopteris*, *Todites*, *Lygodium*, *Gleicheniaceae*. В долинах рек и на прибрежных дельтовых равнинах росли *Selaginella*, *Hepaticae* и таксодиевые (Ясаманов, 1976).

К востоку и югу роль папоротников постепенно уменьшалась. Север Казахстана, Уральская, Приуральская и Алтайская низменности и возвышенности покрывались хвойными лесами, в которых ведущая роль принадлежала теплолюбивым и ксерофильным ассоциациям. Здесь росли кипарисовые, таксодиевые и сосновые. Среди них на юге появляются *Brachyphyllum*, *Pagiophyllum*.

На юге Средней Сибири, юго-востоке Западной Сибири, в Саянах росли хвойно-гинкговые леса. Значение гинкговых возрастает в восточном направлении. В составе лесов принимали участие *Podocarpus*, *Picea*, *Pinus*, *Piceites*, *Pseudopinus*, *Protoconiferus*, *Pseudopicea* и незначительное число подозамитов и беннеттитовых.

Суши Украинского и Воронежского массивов покрывались хвойно-беннеттитовыми лесами с примесью цикадофитов. Вблизи морских бассейнов росли кейтониевые и папоротники. Последние состояли из *Gleicheniaceae*, *Hausmannia*, *Lygodium*, *Anemia*, *Coniopteris*, *Cyathea*, *Osmunda*, *Mohria*. Южные и юго-западные склоны возвышенностей покрывались теплолюбивыми и ксерофильными формами.

На возвышенностях Крыма, низменностях Кавказа и Скифской плиты располагалось ксерофильное редколесье и только в приморских низменностях росли относительно влаголюбивые формы. Основу растительного покрова составляли кипарисовые, подокарповые, брахифиллумы и сосновые. В виде примеси встречаются гинкговые, подозамиты и кейтониевые. В подлеске росли ксерофильные формы папоротников (*Mohria*) и некоторые виды *Gleicheniaceae*, *Schizaeaceae*.

Континентальные пространства Средней Азии и Казахстана представляли собой ксерофильное редколесье, а в центральных и южных районах, по-видимому, сохранялся полупустынный и пустынный ландшафт. Ксерофильное редколесье состояло из древовидных папоротников (*Gleicheniaceae*, *Mohria*) *Pagiophyllum*, *Brachyphyllum*, *Pinaceae* и беннеттитовых.

В готеривском веке в бассейне Восточно-Европейской платформы обитали относительно холоднолюбивые аммониты *Simbircites*, *Craspedodiscus*, *Distoloceras*, *Dichotomites*, *Speetonicerias*, а также белемниты *Oxyteuthis*, *Aulacoteuthis*, *Acroteuthis* и ауцеллы. Некоторые аммониты (*Speetonicerias*) и ауцеллы мигрировали в Западно-Сибирское море и в северные окраинные зоны средиземноморской области.

В Крымско-Кавказском бассейне, в том числе и на Северном Кавказе, обитали теплолюбивые *Biasaloceras*, *Phyllopachyceras*, *Haploceras*, *Oosterella*, *Crioceratites*, *Balearites*, *Leopoldia*, *Lyti-*

coceras, Holcostephanus, Acanthodiscus, Astieria. Наряду с ними распространены типичные южные роды белемнитов *Duvalia, Conobelus, Pseudobelus, Pseudoduvalia, Hibolites* и кораллы.

В море на юге Средней Азии развивались как средиземноморские формы головоногих и двустворчатых моллюсков, так и организмы средневропейской области, такие как *Speetoniceras, Dichotomites, Distoloceras*. Отсутствие белемнитов позволяет предполагать существенную разницу термических условий морских бассейнов Средней Азии и Кавказа.

В готеривском веке гумидные условия, по данным распространения растительных ассоциаций и литологическому составу осадков, продолжали существовать на значительной части Восточно-Европейской и Сибирской платформ. В Западной Сибири, по-видимому, из-за регрессии и одновременного понижения рельефа Казахской суши, повлекшего за собой изменение барических центров, климат стал засушливым. Области аридного климата сосредоточились в Средней Азии (см. рис. 10).

На аккумулятивных низменных равнинах, обрамлявших морские бассейны Русской платформы с запада и востока, располагались озера, поймы и дельты крупных речных систем, берущих начало с Украинской, Воронежской, Ставропольской и Уральской возвышенностей. Последние, так же как и низменности, покрывались влаголюбивыми сравнительно теплолюбивыми лесами и кустарниками.

Среднегодовые температуры морских бассейнов центральной части Восточно-Европейской платформы, установленные по рострам белемнитов, достигали 16°C (Среднее Поволжье). Несомненно, что на суше среднегодовые температуры, по крайней мере, на 5—8°C были выше. В южном направлении температуры морских вод постепенно повышались и достигали 18—20°C.

Равномерно-влажные условия, возможно с близким термическим режимом, существовали на Сибирской платформе (Ясаманов, 1976). Возвышенные денудационные равнины с разветвленной речной сетью покрывались хвойно-гинкговыми лесами. Причем роль холодолюбивых хвойных и гинкговых возрастает в восточном и южном направлениях. Леса умеренного типа росли на возвышенных равнинах, плато и покрывали горные массивы юга Сибирской платформы и Забайкалья.

В Западной Сибири распространены не только морские глинистые осадки с конкрециями сидерита, но и слабо карбонатной красноцветной континентальной формации. Присутствие в отложениях сепиолита и палыгорскита свидетельствует о наличии переменного-влажного климата. Озерно-дельтовая прибрежная равнина на юге Западной Сибири покрывалась древовидными папоротниками с примесью таксодиевых. Особенно велика роль их в пределах сильно увлажненной низменности, узкой полосой обрамляющей морской бассейн, и в пойменных частях крупных рек. Водораздельные пространства занимала ксерофильная и мезофильная растительность. Ксерофильный характер раститель-

ности и литологический состав осадков позволяет заключить о существовании переменного-влажного климата в Казахстане, Приаралье, Закаспии, в южных районах Восточно-Европейской платформы и на большей части Кавказа и Крыма.

Среди растительности денудационных ландшафтов Восточно-Европейской платформы в южном направлении возрастает роль ксерофитов и наряду с влаголюбивыми формами в лесах росли брахириллы и пагиофиллы. Особенно велика их роль на возвышенностях юга Казахстана и на низменностях Приаралья. Лесной покров здесь был разреженным и представлял собой ксерофильное редколесье. О переменном-влажном условиях области свидетельствует фациальный и литологический состав осадков. На низменностях сравнительно мало озер, отсутствуют или слабо выражены поймы рек и значительным распространением пользуются песчано-глинистые слабо карбонатные красноцветные осадки полимиктового состава с большим количеством невыветрелого материала. Наряду с гидрослюдами и монтмориллоном встречается палыгорскит.

Для морских бассейнов юга Восточно-Европейской платформы характерна известковистость. Наряду с полимиктовыми песками распространены олигомиктовые, а глины гидрослюдисто-монтмориллонового типа. В Крымско-Кавказском бассейне карбонатность очень высокая, а в Закавказье распространена экстракарбонатная формация. В ряде мест Западного Закавказья (западные районы Грузинской глыбы) от открытого морского бассейна отшнуровывались лагуны, в которых соленость воды повышалась и накапливались доломитовые осадки. Временами в лагуны прорывались воды нормально-соленого моря, а вместе с ними мигрировали стеногалинные организмы.

О высокой температуре морских вод области переменного-влажного климата свидетельствует теплолюбивая фауна и данные палеотермометрии, согласно которым устанавливается наличие тропических и субтропических условий, особенно на крайнем юге. В южных районах Восточно-Европейской платформы температуры достигали +20°C. В Крымском бассейне среднегодовые температуры приповерхностных вод, установленные по рострам белемнитов, колебались в пределах 20,2—22,5°C. Аналогичные температуры получены по раковинному веществу брахиопод, обитавших в условиях мелкого моря (21—22°C). На Северном Кавказе по раковинному веществу брахиопод, устриц *Ostrea, Amphidonta* средние температуры среды обитания колебались в пределах +17,9—20,9°C. Наиболее высокий термический режим характерен для Закавказья, где среднегодовые температуры превышали 22°C. Наличие низкого термического режима на Северном Кавказе вызвано существованием холодных меридиональных течений, способствующих свободному обмену вод бассейнов Восточно-Европейской платформы и Кавказа. Благодаря им происходила миграция в южном направлении средневропейских организмов, количество которых в бассейнах Северного Кавказа велико.

Область аридного жаркого седиментогенеза сосредоточена на юге Средней Азии и в Западной Туркмении. Растительный покров здесь отсутствовал. Широко распространены полупустынные и пустынные ландшафты. В Сырдарьинской и Ферганской впадинах известны эоловые песчано-алевритистые красноцветные осадки. Большим распространением пользуются карбонатные и слабо карбонатные красноцветы. Широко развиты фации временных потоков и периодически пересыхающих водоемов.

Среди морских осадков наряду с песчано-глинистыми полимиктовыми разностями распространены карбонатные отложения. В Туаркыре и на Большом Балхане крупные заливы периодически становились лагунами и в них формировались доломиты и гипсоносные осадки. Гипсоносность характерна и для осадков Западно-Туркменского бассейна.

Барремский век

В барремском веке на Восточно-Европейской платформе морские условия существовали в Московской, Днепровско-Донецкой, Прикаспийской, Причерноморской впадинах, в Ульяновско-Саратовском прогибе и на Скифской плите (рис. 11). По сравнению с готеривским веком изменился минеральный состав осадков и фаунистический комплекс. Почти повсеместно исчезли многие роды и виды аммонитов и пыльное развитие получили белемниты и двустворчатые моллюски, являющиеся обитателями морских вод с нормальной соленостью и газовым режимом. Морские бассейны Восточно-Европейской платформы с востока обрамлялись узкой прибрежной полосой низменностей, которые из-за низкого гипсометрического положения временами подвергались затоплению морскими водами. Далее к востоку располагались низменные денудационные равнины с отдельно возвышающимися грядами холмов. Интенсивный разрыв способствовал выносу в морские бассейны терригенного материала. На западе находилась низменная денудационная равнина Балтийско-Украинской суши, обрамленная обширными низменными прибрежными аккумулятивными равнинами. Более высокое положение занимала Воронежско-Ставропольская суша, служившая основным источником сноса обломочного материала.

Почти повсеместно в морских бассейнах Восточно-Европейской платформы формировались олигомиктовые осадки. Глины гидрослюдистые и гидрослюдисто-монтмориллонитовые, а пески кварцево-глауконитовые и кварцево-полевошпатовые. Одной из характерных особенностей песков восточной части платформы является своеобразная ассоциация минералов тяжелой фракции, по распространению которой можно определить направления морских течений (Сазонова и др., 1967).

По данным В. А. Гроссгейма (1972), в Московской впадине наряду с роговой обманкой и эпидотом встречаются дистен, ставролит, силлиманит и устойчивые минералы, что свидетельствует о поступлении обломочного материала с Балтийского щита.

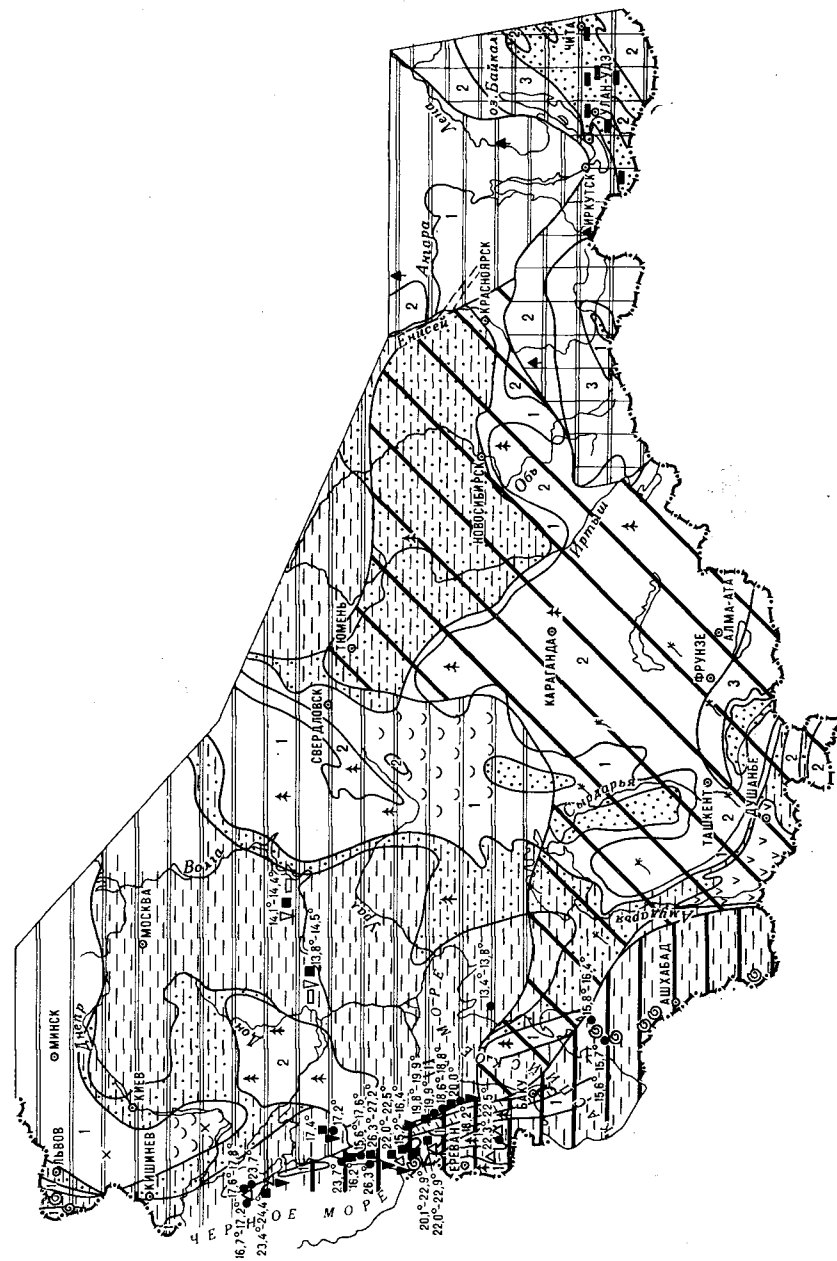


Рис. 11. Схематическая ландшафтно-климатическая карта барремского века. Условные обозначения см. рис. 1

В районе Окско-Цнинского и Сурско-Мокшинского валов располагалось мелководье. В Шиловско-Владимирском прогибе накапливались глины, местами песчаные с прослоями песка, а в Пензо-Муромском прогибе — алевроитовые глины. В северном направлении песчаность материала возрастает; в районе Мокши отлагались грубые пески (Палеогеография СССР, т. III, с. 153).

Сравнительно глубоководные условия существовали в Саратовско-Ульяновском прогибе. В нем формировались глинистые осадки, в прибрежной части обогащенные глауконитом. Вблизи берега преобладают косослоистые глауконитовые алевроиты с конкрециями ожелезненного мергеля.

На значительной части Днепровско-Донецкой впадины происходило континентальное осадконакопление. Песчано-глинистые осадки мономиктового типа. Преобладание в разрезе кварцевых песков и каолиновых глин позволяет считать, что на Украинском массиве начались корообразовательные процессы. Продукты размыва коры выветривания выносились речными потоками и отлагались на прибрежной аллювиально-дельтовой равнине, а частично в прибрежных участках моря.

Морской бассейн в Прикаспии несколько сократился. Местами происходило континентальное осадконакопление (песчано-глинистые дельтовые фации), а временами низменные участки суши подвергались затоплению морскими водами. Отложения представлены пестроцветными глинами, алевроитами, песками и реже мергелями. Сравнительно редко встречаются галечники. В восточном направлении в условиях нормально-соленого мелководного бассейна накапливались глинистые осадки с примесью терригенного и известкового материала.

Обломочный материал в бассейне осадконакопления Северного Кавказа и Падкавказья выносился со Ставропольской денудационной равнины. В Кубанском бассейне в морских условиях формировались глинистые и алевроито-глинистые осадки. Глины монтмориллонитовые и гидрослюдистые, а алевроитовая примесь полимиктового состава. Интенсивный снос осуществлялся в Терско-Кумский бассейн, где большим распространением пользовались полимиктовые и аркозовые пески и алевролиты.

На Карпатах, в Крыму и на Кавказе продолжалось карбонатное осадконакопление. Наряду с известковистыми осадками присутствуют и глинистые. Тонкий терригенный материал приносился с низменных денудационных поверхностей. Широко распространены рудистовые и коралловые фации, а также водорослевые и брахиоподово-коралловые постройки (так называемая ургонская фация). Осадки ургонской фации формировались в пределах Мармарошского массива, на Закавказском срединном массиве, на Малом Кавказе и, по-видимому, на Большом Балхане, в Кубадаге и в Копетдаге. В узких депрессионных зонах Карпат и Кавказа (геосинклиналь Южного склона) накапливались пес-

чано-глинистые, глинисто-известковистые и известковистые флишевые толщи.

В барремском веке морской бассейн в Копетдаге расширился и начал углубляться. Трансгрессия захватила Каракумы и Гаурдак-Кугитанский район. Восточнее продолжали существовать лагуны. В пределах Копетдагского моря формировалась слабо карбонатная формация. В ее составе принимают участие органогенные известняки, органогенно-глинистые известняки, мергели и известковистые алевролиты. На северной периферии накапливались прибрежные песчано-известковые осадки.

В восточном направлении происходит постепенная смена морских условий лагунными, а затем континентальными. Песчано-глинистые олигомиктовые осадки переслаиваются с полимиктовыми красноцветными, доломитами и гипсами. Ассоциация пород позволяет выделить красноцветную карбонатную и гипсоносную формации.

В Афгано-Таджикской и Ферганской впадинах накапливались пролювиальные и делювиальные красноцветные песчано-глинистые и песчано-галечно-глинистые отложения, сцементированные известковым и доломитово-гипсовым цементом. Формирование пролювиальных, а местами, возможно, и эоловых красноцветных песчано-алевроитовых отложений происходило в Сырдарьинской и Южно-Тургайской впадинах. Обломочный материал в континентальные седиментационные бассейны поставлялся временными потоками с денудационных поверхностей Урало-Среднеазиатской и Казахской суши.

Начавшееся увеличение площадей континентальной аккумуляции в готериве на Тургае продолжалось в барремском веке. В низменных внутриматериковых аллювиальных и озерно-аллювиальных равнинах накапливались песчано-глинистые и алевроито-глинистые осадки, обогащенные в северной части углистым веществом и каолинитом.

Заметные изменения произошли на Южном Урале и в Мугоджарах. Здесь образовались небольшие по площади выровненные приподнятые участки. Судя по составу осадков, образованных за счет размыва возвышенностей, на них начала формироваться кора выветривания.

Возвышенный выровненный рельеф характерен для значительной части Казахстана, прилегающих районов Западной Сибири и Алтае-Саянской области. Центральные районы Алтая, Западных и Восточных Саян занимали горные массивы.

Морской бассейн Западной Сибири продолжал уменьшаться и связь его с Арктическим бассейном временами становилась затрудненной, что вызывало некоторое опреснение вод. По сравнению с готеривом литологический состав осадков не претерпел существенных изменений. В его пределах формировались глинистые отложения гидрослюдистого состава.

На юге, юго-востоке и юго-западе к Западно-Сибирскому морю прилежала обширная озерно-аллювиальная и озерно-дельтовая

низменная равнина. В ее пределах формировались песчано-глинистые осадки, обогащенные растительным детритом. Пески кварцево-полевошпатовые и полевошпатовые, а глины гидрослюдистые и гидрослюдисто-каолининовые.

Обломочный материал в бассейны седиментации Западной Сибири поступал с низменных денудационных равнин Сибирской платформы. Более возвышенный рельеф существовал на Енисейском кряже. На юго-востоке Сибирской платформы располагались возвышенные равнины, постепенно переходившие в горные массивы Забайкалья. В Западном Забайкалье, как и ранее, существовала обширная внутриматериковая равнина с многочисленными широкими поймами рек и крупными озерами, в которых накапливались угленосные песчано-глинистые осадки полимиктового и олигомиктового состава.

В барремском веке состав растительности оставался примерно таким же, как и в готериве, но изменились границы геоботанических зон. Низменные районы юга Западной Сибири покрывались зарослями влаголюбивых папоротников. Лесная растительность состояла из тропических древовидных папоротников с примесью плауновых и хвощевых в подлеске.

К югу от области распространения папоротников располагалась зона хвойных тропических и субтропических лесов, занимающая Уральскую и Алтайскую возвышенности, Тургайскую и Прикаспийскую низменности. Основу растительного покрова составляли Pinaceae, Podocarpaceae, *Pagiophyllum*, *Brachyphyllum*, Cupressaceae, сравнительно редко встречаются *Ginkgo*, *Ginkgocycadophytes*, Cusadaceae. В подлеске росли папоротники, плауновые и хвощевые.

В Алтае-Саянской области и на юге Средней Сибири, вплоть до Забайкалья простирался хвойно-гинкговый лес. Здесь произрастали *Podocarpus*, *Picea*, *Pinus*, *Cedrus*, *Piceites*, *Pseudopinus*, *Protocniferus*; *Pseudopicea*, *Ginkgo*, *Podozamites*. Незначительное количество беннеттитовых и присутствие в подлеске относительно холоднолюбивых папоротников на возвышенностях свидетельствует о сравнительно низких температурах (Ясаманов, 1976).

Равнины Казахстана, Закаспия и Средней Азии представляли собой редколесье, состоящее из ксерофильных представителей хвойных, цикадофитов и древовидных папоротников. Ксерофильные формы растительности иногда распространялись в пределы водораздельных пространств озерно-аллювиальной низменной равнины Западной Сибири.

Растительные сообщества Украинской и Воронежско-Ставропольской равнин, судя по составу остатков спор и пыльцы в морских отложениях прилегающих районов, состояли из влаголюбивых форм.

В барремском веке в бассейне Восточно-Европейской платформы большое развитие получают белемниты родов *Oxyteuthis*, *Aulacoteuthis*. Температурный режим в средиземноморской области, особенно в Закавказье и в Западной Туркмении, способст-

вовал развитию кораллов, рудистов (*Monopleura*, *Requienia*, *Agriopleura*) и орбитолин. Большим распространением пользовались аммониты *Euphyloceras*, *Phyllopachyceras*, *Protetragonites*, *Emericeras*, *Barremites*, *Holcodiscus*, *Costidiscus*, *Spitidiscus*, *Heteroceras*, *Ancyloceras*, *Matheronites*, *Pulchellia*, *Imerites*, *Colchidites*. Широко развиты белемниты рода *Mesohibolites*. Отсутствие последних в приэкваториальной части Тетиса, где температура была высокой, связано с тем, что они являлись обитателями сравнительно умеренных зон моря (Али-Заде, 1972). Это подтверждается данными палеотермометрии. Так, в Западном Закавказье белемниты и теплолюбивые аммониты обитали в районах с температурами не выше +18—20°C и неизвестны в морях с температурами свыше +20°C (Ясаманов, 1969, 1973а, б).

В Западно-Сибирском море в барреме известны холоднолюбивые и эвритермные организмы — *Oxytoma*, *Tellina*, *Aucella*, *Nucula*, *Pinna*, *Speetonicerias*, *Paracraspedites*, *Dichotomites*, *Garniericeras*.

В бассейнах юга Средней Азии, особенно в Западной Туркмении, фауна однотипна с кавказской. Наряду с общими видами аммонитов встречаются орбитолины, рудисты и крупные устричные банки, но белемниты рода мезогиболитес неизвестны.

Значительное уменьшение площади развития аридных формаций и смена растительных ассоциаций, переносящих засуху, на влаголюбивые позволяют предполагать равномерно-влажные условия, которые заменили аридные на значительной части территории СССР.

Формирование кварцевых песков и каолининовых глин в континентальных бассейнах Восточно-Европейской платформы наряду с тепло- и влаголюбивой растительностью позволяет считать климат влажным, близким к тропическому. Наиболее низкие температуры моря характерны для Поволжья (13,8—14,5°C) и севера Восточно-Европейской платформы (10—11°C), т. е. тех районов, где распространены белемниты. В то же время в южной половине среднегодовые температуры достигали +18°C, а в Предкавказье, на Северном Кавказе и в Крыму температуры среды обитания средиземноморских форм белемнитов колебались в пределах 18,6—20,4°C. Температурные условия на суше были более высокими и превышали +22°C, а это способствовало развитию тропических и субтропических ассоциаций растительности.

Влажные и теплые климатические условия благоприятствовали химическому выветриванию на Украинской низменности. Близкие климатические условия существовали на юго-востоке Русской платформы. В пределах прибрежной озерно-дельтовой равнины большим распространением пользуются фации обводненных ландшафтов, осадки которых представлены кварцевыми песками и каолининовыми глинами.

Процессы корообразования начались на юге Урала, в Мугоджарах, на севере Тургайской низменности и в Северном Приаралье. Продукты выветривания поступали в бассейны седимен-

тации, но наряду с устойчивыми минералами среди отложений встречаются и неустойчивые к выветриванию, что позволяет прийти к выводу о начальной стадии корообразования. С течением времени как отсортированность, так и коэффициенты мономинеральности и устойчивости резко возрастают, достигая порядка 20—25. Это характерно, главным образом, для континентальных осадков узкой прибрежной полосы, но в центральных частях моря связь между продуктами выветривания и осадочными образованиями становится все более отдаленной. Возрастает полимиктность песчаных осадков, а среди глин преобладают гидрослюдистые и монтмориллонитовые разновидности. Это вызвано тем, что в морские бассейны в значительных количествах поступал терригенный материал не только с денудационных поверхностей, покрытых корами выветривания, но и с Балтийской и Северо-Уральской суши, располагавшихся в умеренной климатической зоне.

Ландшафты Западной и Средней Сибири в барремском веке развивались в условиях равномерно-влажного теплого климата (Ясаманов, 1976). Низменная денудационная равнина Сибирской платформы покрывалась хвойно-гинкговыми лесами с большим количеством теплолюбивых цикадофитов. На возвышенностях Забайкалья, Прибайкалья и Алтае-Саянской области представители теплолюбивой флоры отсутствовали, большое развитие получили умеренные и умеренно-теплые хвойные и гинкговые.

Особенно велика роль влаголюбивой растительности в увлажненных местах Лено-Вилуйской низменности. Основной фон растительного покрова составляли папоротники и плауновые. Небольшое значение теплолюбивых форм и уменьшение их количества в северном и северо-восточном направлениях позволяет заключить о более низком термическом режиме области в барремском веке по сравнению с предшествующими.

На равномерно-влажные условия Средней Сибири указывают не только растительные ассоциации, но и литологический и фациальный состав осадков. По сравнению с готеривом значительно расширились площади угленакопления и большим распространением стали пользоваться пойменные, озерно-болотные и дельтовые фации.

В Западной Сибири климат по сравнению с готеривом был более влажным. Однако на крайнем юге засушливые условия сохранились. Здесь располагалась прибрежная озерно-дельтовая равнина, где в обстановке дефицита влаги и органических соединений в окислительных условиях формировались слабо карбонатные красноцветные осадки. Прибрежные участки несмотря на небольшое количество атмосферных осадков покрывались зарослями древовидных, лианоподобных и травянистых папоротников, а с удалением от берега моря растительный покров разрежался. Галерейные леса располагались в крупных речных долинах и состояли из древовидных папоротников, саговниковых, гинкговых и плауновых, а на водоразделах располагалось ксерофильное редколесье из хвойных и гинкговых.

В южном направлении озерно-аллювиальная низменность, представляющая собой аналог современной саванны, постепенно сменялась возвышенной полупустынной равниной. Отсутствие находок спор и пыльцы вызвано не только неблагоприятными условиями захоронения, но и слабым развитием растительного покрова. Весьма характерным свидетельством полупустынного ландшафта с периодически пересыхающими реками и озерами является обнаружение птиценогого динозавра (пситтасозаурус) в долине р. Чулым и р. Кии. Они являлись обитателями безлесых пространств на периферии аридной зоны (Синицын, 1966; Гольберт и др., 1968).

Температура морской воды Западно-Сибирского бассейна была более низкой по сравнению с морями Восточно-Европейской платформы и фаунистический комплекс первой был более холоднолюбивым. Среднегодовые температуры приповерхностной части вод не превышали +10—12°C (Ясаманов, 1976) и были аналогичны термическому режиму северных районов Восточно-Европейской платформы. В южном направлении температуры постепенно повышались и в пределах озерно-аллювиальной равнины предальтайской части Западной Сибири, исходя из состава растительности и литологического типа осадков, достигали, по-видимому, 18—20°C.

Наличие в осадках большого количества слабо выветрелого и свежего обломочного материала, большого процента неустойчивых к выветриванию минералов в тяжелой фракции, небольшого количества глин, среди которых присутствуют гидрослюды и палыгорскит, позволяет заключить о слабом развитии выветривания в условиях сильного дефицита влаги.

На Мангышлаке, Устюрте и в Южном Приаралье наряду с сероцветными отложениями распространены красноцветные, а также известняки, доломиты и гипсы, свидетельствующие о существовании теплого климата с периодическими и продолжительными засухами. Особенно велика роль аридного седиментогенеза на юге Средней Азии (см. рис. 11).

В морских бассейнах Закавказья и Западной Туркмении термические условия благоприятствовали развитию и широкому расселению тропических организмов. Здесь обитали не только средиземноморские виды белемнитов и аммонитов, но и кораллы, рудисты и орбитолины. Сравнительно редкие спорово-пыльцевые комплексы почти полностью состоят из тропических влаголюбивых форм. На существование тропического термического режима указывает и широкое распространение экстракарбонатной формации, а также результаты палеотемператур, согласно которым среднегодовые температуры морских бассейнов не опускались ниже +20°C. В бассейнах Северного Кавказа температура была сравнительно низкой и колебалась в пределах +17,4—19,8°C, в Крыму — от +17,6° до 23,7°C, а в области развития ургонской фации с тропическими организмами — от +20,7° до 27,2°C.

В аптском веке на значительной части Восточно-Европейской платформы произошли существенные изменения в палеогеографической обстановке. Области морского осадконакопления сместились в восточном направлении. Исчезла суша на юго-востоке и морской бассейн Восточно-Европейской платформы соединился с морями запада Средней Азии. Вместе с тем в западных районах произошли незначительные по амплитуде поднятия и бывшие в барреме области морского осадконакопления превратились в низменные участки суши. Однако размеры денудационных поверхностей, особенно в позднем апте, сильно сократились. Области денудации в течение аптского века являлись низменные равнины юга Балтийского щита, Украинского массива и Воронежского поднятия.

В северных и западных районах Московской впадины значительные пространства Припятской и Днепровско-Донецкой впадин и Белорусского массивов занимала низменная озерно-аллювиальная и озерно-дельтовая прибрежная равнина (рис. 12). В северной ее части формировались гидрослюдистые глины, а на юге — каолиновые глины и кварцевые пески (мономиктовая песчано-глинистая формация).

Восточная и юго-восточная части Восточно-Европейской платформы представляли собой арену накопления алевроитовых битуминозных глин и горючих сланцев (формация битуминозных глин и горючих сланцев) и глауконитово-полевошпатовых песков. В центральных частях Волжского и Прикаспийского бассейнов распространены каолиново-монтмориллонитовые и каолиновые глины, кварцево-глауконитовые пески и алевролиты (олигомиктовая песчано-глинистая формация). Аналогичная формация характерна для Предкавказья и Закаспия.

Согласно последним данным, в раннем апте в Пензо-Муромском прогибе и в зоне Доно-Медведицких поднятий распространены прибрежные алевролиты и косослоистые грубозернистые пески. На севере Ульяновско-Саратовского прогиба в конце раннего апта накапливались известковые осадки с оолитами железа и с повышенным содержанием фосфора. В это же время на значительных пространствах Восточно-Европейской платформы формировались брекчиевидные известковые осадки с остатками фауны, претерпевшей переотложение, и фиксирующие регрессию в конце раннего апта. В пределах Окско-Цнинского вала в отдельные промежутки времени располагались острова или мелководные участки моря, вблизи которых накапливался терригенный материал. В Шиловско-Владимирском прогибе отлагались прибрежные косослоистые пески, указывающие на положение крупной речной системы. Большим распространением на юго-востоке Воронежской возвышенности пользуются фосфоритовые галечники.

Во второй половине аптского века преобладающее значение получили известковые глинистые и песчаные осадки.

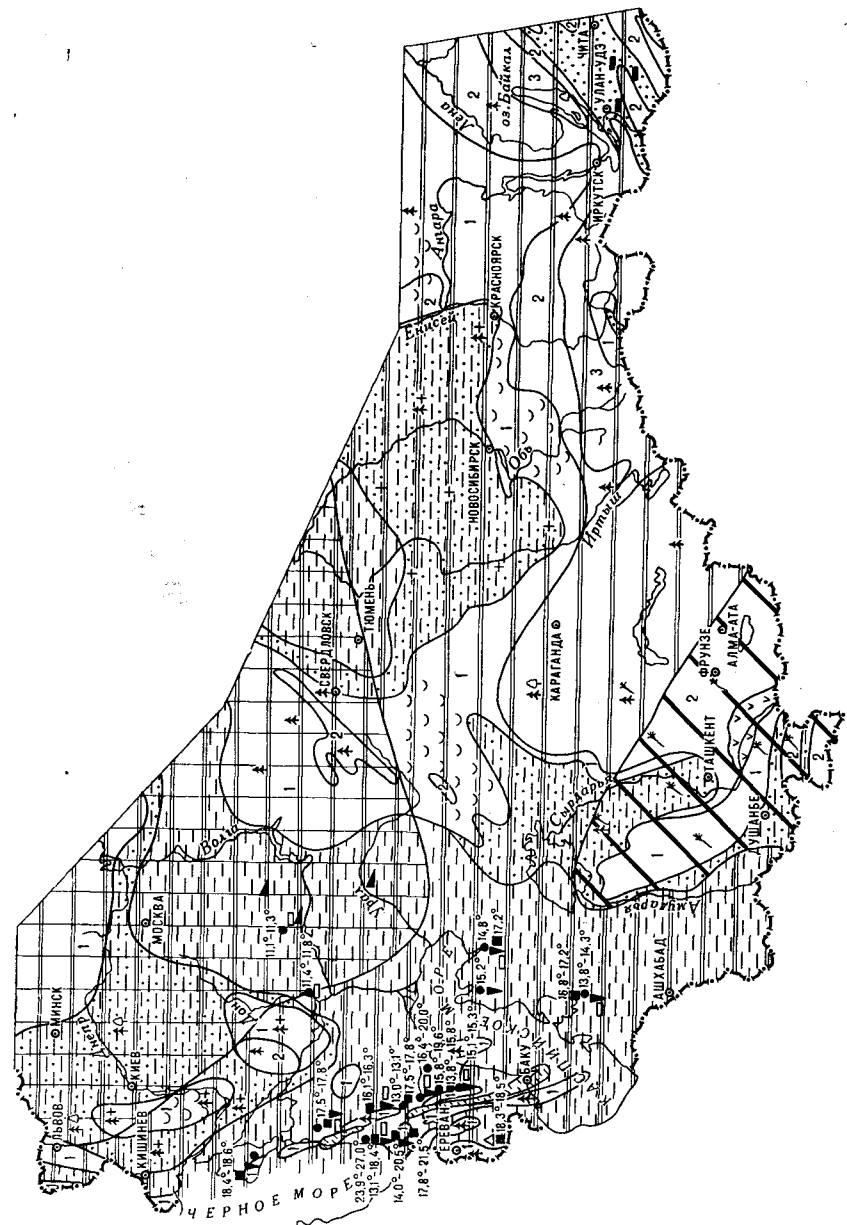


Рис. 12. Схематическая ландшафтно-климатическая карта аптского века. Условные обозначения см. рис. 1

В начале аптского века на севере Прикаспия отлагались пески и глины, образовавшиеся в зоне действия приобья. Южнее они сменяются битуминозными глинами и известково-глинистыми отложениями. В районе Южной Эмбы, Кума-Маньчского прогиба и вала Карпинского в начале апта накапливались галечники и пески, а позднее — глинистые осадки.

В геосинклинальных бассейнах юга и прилегающих частях платформенных областей условия осадконакопления изменились. В результате воздымания внутригеосинклинальных поднятий и срединных массивов усилилась денудация и увеличился приток обломочного материала. На Карпатах формировались сравнительно мощные толщи полимиктовых песков. В геосинклинали Южного склона Большого Кавказа накапливались песчано-глинистые слабо известковистые флишевые толщи. В начале апта в ряде мест Кавказского бассейна (реки Белая, Лаба, Терек, центральная Абхазия) существовали относительно приподнятые участки, подвергавшиеся воздействию волн, но позднее произошло опускание. В пределах осевой части Большого Кавказа располагались, как и прежде, цепочка низменных островов. Известково-глинистое осадконакопление происходило в бассейнах Северного Кавказа и Закавказского срединного массива. В аптском веке произошло расширение моря на Малом Кавказе, в котором формировались известковистые осадки и периодически возникали вулканические центры. С вулканическими извержениями связано накопление пеплового материала в Аджаро-Триалетском районе и на Малом Кавказе.

В течение аптского века на юге Копетдагского бассейна формировались карбонатные и карбонатно-глинистые мелководные отложения, а в районе Красноводского полуострова — обломочные. С востока море обрамлялось низменной прибрежной озерно-дельтовой равниной, в ряде мест которой сохранились мелководные обширные лагуны. В лагунах и мелких пересыхающих озерных водоемах отлагались красноцветные слабо карбонатные полимиктовые осадки. Образование красноцветных слабо карбонатных осадков свойственно Афгано-Таджикской, Алайской и Ферганской впадинам. В северном направлении красноцветные осадки постепенно сменяются сероцветными. Последние распространены в Северном Приаралье, на юге Тургая и на востоке Устюрта. Большим распространением пользуются кварцево-полевошпатовые песчаники с сравнительно высоким коэффициентом устоичивости (около 5) и каолинитово-гидрослюдистые глины.

В течение аптского века в Тургае происходило постепенное выравнивание и опускание, в результате чего образовалась низменная аккумулятивная равнина. В пределах озерно-аллювиальной низменной равнины отлагались в озерных, пойменных, старичных, озерно-болотных условиях песчано-глинистые осадки. На юге Тургая и в Кызылкумской низменности осадки обогащены углистым веществом и встречаются пласты бурого угля и лигнита.

Значительная часть Казахстана и прилегающие районы Сред-

ней Азии представляли собой возвышенную равнину с грядами холмов и, возможно, с массивами низких гор. Горные массивы располагались в Алтае-Саянской области и в Забайкалье. Они рассекались речными потоками, выносившими обломочный материал в районы аккумуляции Западной Сибири.

В центральных районах Западной Сибири находился обширный мелководный опресненный бассейн. На существование опресненных условий указывает наличие пресноводных остракод и эвригалинной фауны двусторчатых моллюсков и отсутствие фауны нормально-соленого моря, а также литологический состав осадков. В конце аптского века бассейн стал застойным. В Западной Сибири отлагались песчано-алевритовые и глинистые осадки со значительной примесью растительного детрита и с включениями пирита и сидерита (глинистая формация). Аналогом глинистой формации является олигомиктовая песчано-глинистая, распространенная в южной и восточной частях Западной Сибири. Для нее характерен каолинитово-монтмориллонитовый состав глин и кварцево-полевошпатовый тип песков. Довольно часто встречаются прослои известковистых алевролитов, гравелитов и галечников, особенно в береговой зоне, фиксирующие дельтовые участки рек. Характерной особенностью осадков является присутствие большого количества растительного детрита. Осадконакопление осуществлялось в условиях прибрежной озерно-дельтовой равнины. С юга, юго-запада и юго-востока они обрамлялись низменными аккумулятивными озерно-аллювиальными равнинами, примыкавшими к денудационным поверхностям Казахстана, Алтая и Сибирской платформы. Повсеместно распространены песчано-глинистые отложения, среди которых выделяются пролювиальные, русловые, пойменные, старичные, озерные и озерно-болотные фации. Наряду с глинистыми и алеврито-глинистыми осадками встречаются косослоистые кварцевые пески.

На Сибирской платформе рельеф был сильно сглажен и представлял собой низменную денудационную равнину с грядами невысоких выровненных холмов и увалов. На возвышенных участках (Енисейский кряж и прилегающие районы, а также в Кузнецком Алатау и Салаире) формировались коры выветривания.

В условиях аллювиальной низменной равнины Забайкалья продолжали накапливаться песчано-глинистые угленосные отложения.

В аптском веке произошла постепенная перестройка растительного покрова. Появляются первые покрытосеменные, но одновременно с этим сокращается количество гинкговых, подозамитов и питиофиллумов.

Возвышенности Урала, Алтае-Саянской области и юга Сибирской платформы покрывались хвойными лесами умеренно-теплого типа. Они состояли из *Pinus*, *Picea*, *Cedrus*, *Podocarpus*, *Dacrydiumites*, *Podozamites* и небольшого числа гинкговых.

В хвойных лесах юго-западной части Сибирской платформы и на юго-востоке Западной Сибири развивался папоротниковый под-

лесок, а местами папоротники слагали монодоминантные заросли. Большое распространение имели *Dicksonia*, *Alsophila*, *Polypodiaceae*, *Gleicheniaceae*, *Lygodium*, *Pelletieria*, *Anemia*, *Selaginella*, *Sphagnum*.

На юге в хвойных лесах появляются первые покрытосеменные. Условно считается, что на Казахской возвышенности, в Тургайской низменности и на низменностях Русской платформы располагалась зона хвойно-широколиственных лесов, так как здесь наряду с *Picea*, *Pinus*, *Podocarpus* распространены остатки пыльцы растений, сходных с *Quercus*, *Castanea*, *Rhus*, *Ilex*. Однако на возвышенных более сухих местах, особенно на юге Казахстана и северо-востоке Украинской возвышенности, продолжали развиваться ксерофильные хвойные леса с *Cupressaceae*, *Ephedra* и др.

В южном направлении влаголюбивые папоротники и широколиственные постепенно исчезали и растительность приобретала ксерофильный характер. Хвойные леса и редколесья располагались на юге Казахстана и в Средней Азии. В их составе принимали участие *Cupressaceae*, *Podocarpus*, *Araucariaceae*, *Pinaceae*, *Classopilis*, *Ginkgo*, *Ephedra*. В пределах прибрежных низменностей росли схийейные, глейхениевые и диксониевые папоротники.

Континентальные пространства Крыма, Кавказа и Скифской плиты покрывались хвойными лесами тропического и субтропического типа. Вместе с влаголюбивыми *Caytonia*, *Taxodiaceae* известны ксерофильные *Cupressaceae*, *Podocarpus*, *Pagiophyllum*, *Brachyphyllum*.

Глейхениевые и схийейные папоротники, роль которых возрастает к концу апта, произрастали на обширных прибрежных низменностях. В конце апта появились *Syatheaceae*, *Ophioglossum*, *Polypodiaceae*.

С началом аптского века значительные изменения претерпел родовой состав головоногих моллюсков. На Восточно-Европейской платформе большое распространение получили аммониты родов *Deshayesites*, *Epicheloniceras*, *Parahoplites*, *Crioceras*, *Ancyloceras*, *Tropaeum*, *Thetironia*, *Aconeceras*, *Acanthohoplites*, *Hypacathoplites*. Среди них много общих форм с морями Кавказа и юга Средней Азии, что, по-видимому, свидетельствует о близких условиях их обитания.

Хотя состав аммонитовой фауны Северного Кавказа сходен с морями юга Русской платформы, отличительной чертой является присутствие неогиболитов. В Закавказье наряду с вышеперечисленными организмами обитали тропические роды аммонитов. Рудисты и кораллы известны лишь на Малом Кавказе, а орбитолины — в Копетдаге, Бадхызе и на Малом Кавказе. Распространение стенотермной фауны позволяет предварительно наметить районы со сравнительно высокими температурами.

В аптском веке области гумидного седиментогенеза продолжали расширяться, но вместе с тем термический режим в морских бассейнах постепенно снижался. Одной из причин гумидизации климата являлось значительное расширение морских акваторий.

Аккумулятивные континентальные ландшафты представляли собой низменности с многочисленными озерами и широкими поймами рек. Высокозрелые осадки с большими коэффициентами устойчивости и мономинеральности, каолиновый состав глин в Днепровско-Донецкой впадине, на севере Причерноморской, на южных и юго-восточных склонах Украинской денудационной равнины свидетельствуют о широком развитии процессов корообразования. Низменности покрывались теплолюбивыми и влаголюбивыми растительными ассоциациями. Но на севере растительность состояла из умеренно-теплых хвойных и травянистых папоротников.

В соответствии с ландшафтно-климатическими условиями на Украинской суше формировались коры выветривания и развивались почвообразовательные процессы. На севере почвообразование протекало по подолиственному типу, а выветривание горных пород достигало лишь монтмориллонитовой стадии.

В южных и центральных частях Украинской суши в условиях равномерно-влажного субтропического климата горные породы подвергались интенсивному химическому изменению. На большей части суши распространены каолиновые коры выветривания, но в ряде мест до настоящего времени сохранились латеритные профили (Высокопольский и Смелянский районы). Эти районы представляли собой низменные, но достаточно хорошо расчлененные ландшафты с высокими среднегодовыми температурами, достигавшими 20—25°C. Несмотря на обилие влаги, рыхлые продукты кор выветривания лишь частично переносились поверхностными водами и отлагались в пределах аккумулятивной равнины и в прибрежной части морского бассейна.

Денудационные ландшафты восточной части Восточно-Европейской платформы и Урала покрывались умеренными и умеренно-теплыми хвойными лесами. Большое количество органического вещества и остатки планктона в центральных частях морского бассейна способствовали накоплению битуминозных осадков. В южном направлении осадки становятся мономиктовыми, появляется глауконит и каолинит, что в свою очередь свидетельствует о повышении температуры. По данным палеотермометрических исследований, среднегодовые температуры центральных областей Восточно-Европейской платформы колебались в пределах 10,2—11,8°C (см. рис. 12). Среднегодовые температуры южной половины европейской части СССР в течение аптского века не оставались постоянными, а постепенно снижались. Максимальные температуры морских бассейнов характерны для раннего апта, которые оказались равными 17,8—20,0°C, а минимальные — для позднего апта — 16—17,0°C. Присутствие большого количества тропических форм растений на низменностях позволяет считать термический режим их по крайней мере не ниже 20—22°C. Близкие условия господствовали на Южном Урале, в Мугоджарах и на Тургайской низменности.

На юге Западной Сибири располагалась обширная прибрежная озерно-дельтовая равнина, служившая водосбором многочисленных речных систем, бравших начало с Казахской возвышенности и Сибирской платформы. Большая роль озерных, пойменных и дельтовых фаций указывает на существование сильно обводненных ландшафтов. Высокие коэффициенты мономинеральности и устойчивости (более 15) и присутствие каолиновых глин свидетельствуют о привносе продуктов выветривания с денудационных поверхностей Нижнего Приангарья, Енисейского кряжа и Казахстана. Широкое развитие олигомиктовых и мономиктовых формаций, фаций обводненных ландшафтов, влаго- и теплолюбивый характер растительных ассоциаций являются следствием равномерно-влажного сравнительно теплого климата Казахстана, юга Сибирской платформы и Западной Сибири. В аналогичных климатических условиях располагались ландшафты юга Русской платформы, Карпат, Крыма и Кавказа.

На континентальных пространствах Мугоджар, Южного Урала, юга Западной Сибири, Нижнего Приангарья и Енисейского кряжа в условиях равномерно-влажного субтропического и тропического климата происходило интенсивное химическое изменение горных пород. В настоящее время латеритные профили выветривания сохранились лишь в пределах Мугоджар, в то время как в остальных районах развиты каолиновые коры выветривания. В целом климатические условия (субтропическая природная зона) аптского века не могли способствовать возникновению латеритного профиля выветривания на всех без исключения континентальных пространствах. Сравнительно низкие температуры, высокая влажность и большое количество атмосферных осадков в совокупности с хорошими дренажными условиями, но с расположенным вблизи поверхности зеркалом грунтовых вод на большей части территории благоприятствовали возникновению каолиновых кор выветривания. Тем не менее на локальных участках, как, например, в Мугоджарах или на южном склоне Украинского массива, могли существовать своеобразные микроклиматы, близкие по термическому режиму к тропическим. Эти условия возникали в низменных, но достаточно сильно расчлененных районах, ограниченных возвышенностями с хорошими дренажными условиями и низким уровнем грунтовых вод, покрытых влажно-тропическими лесами.

В морях Закавказья в раннем апте существовали теплолюбивые орбитолиты, рудисты и кораллы, но в среднем и позднем апте ареал их развития резко сократился и им на смену пришли эвритермные организмы. Наметившиеся изменения в термическом режиме морей подтверждаются палеотермометрическими определениями, согласно которым температуры в раннем апте оставались высокими, но позднее снизились. В раннем апте температуры приповерхностных частей морских бассейнов Крыма и Северного Кавказа достигали 19—20°C, в среднем апте они понизились до 13,0—16,3°C, а в позднем вновь повысились, достигнув

величины 18,4—19,0°C в Крымском бассейне и 17,5—17,8°C на Северном Кавказе. Вместе с тем термический режим, установленный по раковинному веществу брахиопод, обитавших в мелководье Северного Кавказа, в литоральной зоне достигал 20°C.

Термический режим морей Закавказья был более высоким, но наметившееся снижение в среднем апте для них также характерно. В раннем апте температуры в западной части Закавказского срединного массива и на Малом Кавказе колебались в пределах 20,5—25,4°C и были установлены как по рострам белемнитов, так и по раковинному веществу брахиопод. В среднем апте в Западном Закавказье температуры колебались в пределах 14,0—18,4°C, а на Малом Кавказе 16,4—18,5°C. В позднем апте произошло постепенное повышение температур и минимальные значения не опускались ниже 17,5°C. Тенденция изменения термического режима фиксируется и при палеотермометрическом анализе кальцитовых раковин сравнительно глубоководных организмов (ауцеллины и пликатулы), обитавших на глубинах порядка 100 м. Если в раннем апте средние температуры среды обитания на глубинах около 100 м достигали 15—16°C, в среднем они снизились до 10—13°C, а в позднем апте вновь повысились, достигнув величины 15,0°C.

Распространение слабо карбонатных красноцветных континентальных формаций, присутствие гипса, небольшая роль пойменных и озерных фаций, большое количество ксерофильной растительности предполагает существование на юге Средней Азии и северо-востоке Туранской плиты переменного-влажного климата. Термический режим морских бассейнов юга Средней Азии был сравнительно высоким. Температуры среды обитания мелководных и свободноплавающих форм достигали +17,0°C, а бентосных — относительно глубоководных — 13,8—15,2°C. Температура воздуха была по крайней мере на 5—8° выше и это способствовало развитию тропических видов растительности.

Альбский век

В альбском веке произошли существенные палеогеографические изменения, выразившиеся в значительном расширении морской акватории и снижении рельефа суши. В это время море Восточно-Европейской платформы сильно расширилось и произошло соединение с морями Западной Европы. Связь с Кавказским и Крымским морями стала более обширной. Несколько сузилось сообщение с Арктическим бассейном и лишь временами посредством узкого пролива сравнительно прохладные воды из северных регионов проникали в море Восточно-Европейской платформы (рис. 13).

Для территории Восточно-Европейской платформы характерно терригенное осадконакопление. Широко распространены кварцевоглауконитовые пески. Глинистые осадки полиминерального состава развиты на юге Днепровско-Донецкой и Московской впа-

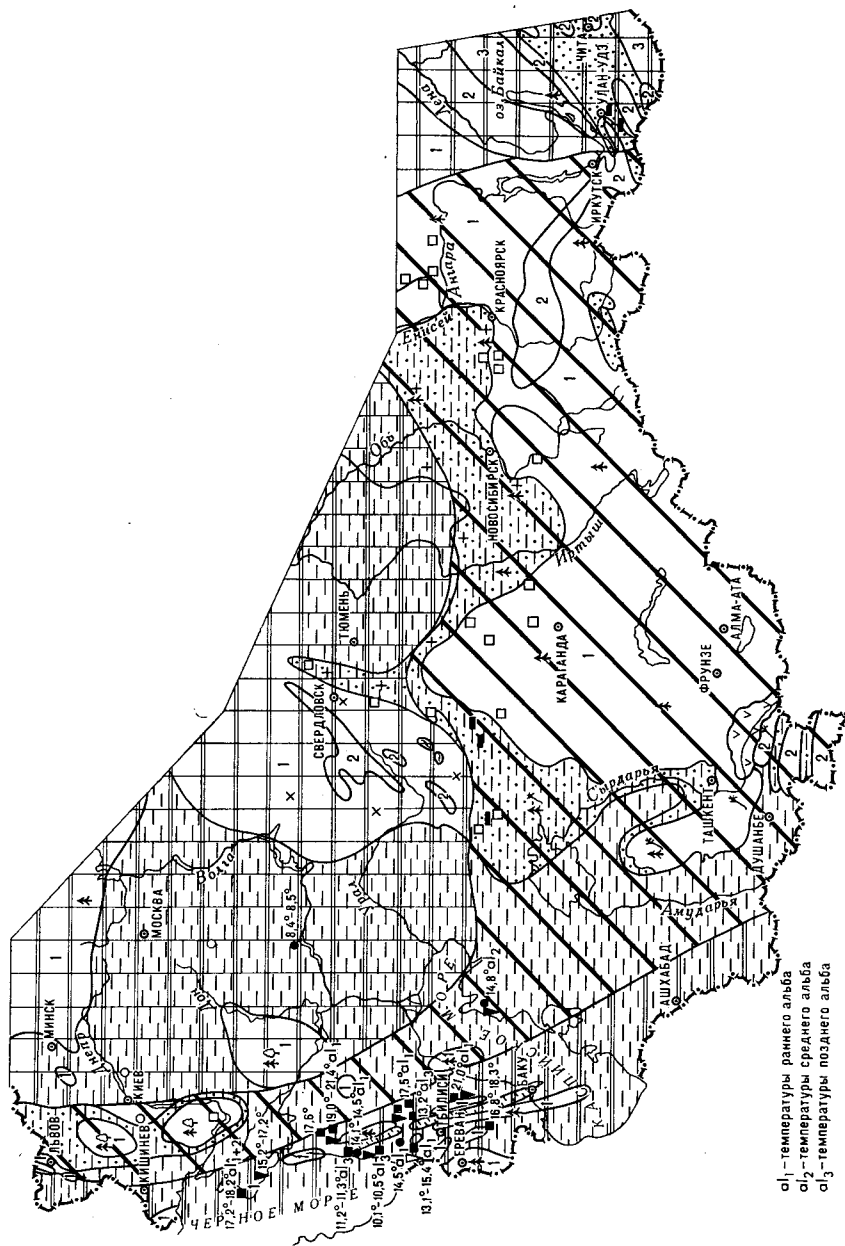


Рис. 13. Схематическая ландшафтно-климатическая карта альбского века. Условные обозначения см. рис. 1

дин. При приближении к Украинскому массиву все возрастающая роль принадлежит каолинистым глинам и кварцевым пескам.

Размерность обломочного материала, вблизи областей суши возрастает и наряду с крупнозернистыми песками с галечным материалом распространены фосфоритовые желваки. Воронежская суша окружена шлейфом крупнозернистых кварцево-глауконитовых песков с желваками фосфоритов и конгломератами с галькой кремня и кварца. Последние свидетельствуют о несколько возвышенном рельефе суши. Вблизи Украинского массива развиты тонко- и мелкозернистые кварцево-глауконитовые пески, постепенно сменяющиеся кварцевыми косослоистыми песками (дельтовая фация) и озерно-дельтовыми каолинистыми глинами и кварцевыми песками.

С северо-запада и с востока море Восточно-Европейской платформы обрамлялось денудационными низменными равнинами Балтийского щита и Урала. В прибрежной зоне отлагались полимиктовые и кварцево-глауконитовые пески с большим количеством фосфоритовых желваков.

В Прикаспийском бассейне глубины моря были сравнительно большими и здесь формировались тонкозернистые пески с глинисто-алевритовой примесью, а в позднем альбе — преобладало глинистое осадконакопление.

Терригенные осадки кварцево-глауконитового и полимиктового типа распространены в Предкавказье, в Закаспии и на западе Средней Азии. В течение альбского века размеры Ставропольской суши сокращались. В конце среднего альба во многих местах Северного Кавказа возникли многочисленные мелкие острова, на что указывает отсутствие среднеальбских отложений (Палеогеография СССР, т. III, с. 161). Если в раннем и среднем альбе на Северном Кавказе и в Крыму накапливались известково-глинистые и известковые осадки, то в позднем альбе — глинисто-известковые.

В Закавказье трансгрессия в альбе достигла максимума. Постепенно исчезли мелкие островные поднятия и сократились размеры крупных. Вблизи островов осадки обогащены песчаной примесью и изредка встречаются конгломераты и гравелиты. На территории Закавказского срединного массива море имело нормальную соленость и небольшую глубину (М. С. Эристави, 1960 г.; Ясаманов, 1969б). Здесь накапливались глинисто-карбонатные осадки. Значительно расширилась площадь морского бассейна на Малом Кавказе. Широкое развитие фауны головоногих моллюсков не только на Малом Кавказе, но и в сопредельных районах Крыма, Кавказа, в том числе и в морях Восточно-Европейской платформы указывает на нормальный солевой и газовый режим.

В Севано-Акеринском прогибе в течение альбского века отлагались карбонатные илы с небольшой примесью алевритового материала. Более грубый характер имели осадки в Присеванской зоне, а в Мартунинском прогибе наряду с толщами терригенных отложений распространены вулканогенные.

В течение альбского века происходило расширение моря в Средней Азии. Море постепенно проникло на восток и юго-восток, заливая прибрежные озерно-дельтовые равнины. Преобладающим типом осадков являются терригенные иногда с примесью известковистых. Снос обломочного материала происходит с Центральных Кызылкумов, района Каратау, Нуратинского, Туркестанского и Гиссарского хребтов (Условия осадконакопления..., 1964), которые являлись частью Казахстано-Среднеазиатской суши.

В Кызылкумах и в Афгано-Таджикской депрессии режим был неустойчивым. Наряду с континентальными сероцветными песчано-глинистыми осадками, обогащенными растительным детритом, развиты песчано-глинистые глауконитовые прибрежно-морские отложения. На Мангышлаке формировались олигомиктовые толщи, а в Копетдагском море наряду с песками и алевролитами — органические известняки и ракушечники.

Морской бассейн Средней Азии обрамлялся низменными равнинами (Сырдарьинская впадина, Северное Приаралье и Тургай), в пределах которых распространены осадочные образования различных ландшафтов. На севере развиты глинистая каолиновая, песчано-глинистая каолиновая, а на юге — слабо угленосная формации. Для последней характерны озерно-болотные и пойменные фации, представленные серыми глинами с пиритом и марказитом, лигнитовыми глинами, лигнитами и бурыми углями.

В Приташкентском районе развиты пестроцветные песчаники с прослоями конгломератов, постепенно сменяющимися песчано-глинистыми толщами. В последних глины полиминеральные, а пески полимиктовые и реже олигомиктовые. Для северо-западных районов Средней Азии характерна возрастная изменчивость осадков. Если в раннем альбе накапливались красноцветные слабо карбонатные песчано-глинистые осадки, то в среднем и в позднем альбе — сероцветные отложения олигомиктового типа. Глины каолиново-гидрослюдистые и каолиновые, а пески — кварцево-полевошпатовые. В конце альба в этих районах были сформированы глинисто-известковистые осадки.

В пределах Уральской и Казахской денудационных равнин в альбе произошли значительные блоковые перемещения, вызвавшие омоложение рельефа и обусловившие приток большого количества обломочного материала в бассейны седиментации. Наряду с поднятиями в пределах Тургай произошли значительные опускания, вызвавшие соединения областей осадконакопления Западной Сибири и Средней Азии. В краевых частях Тургайской низменности, примыкавших к Казахской денудационной равнине, отлагались пролювиальные плохо отсортированные песчано-гравийные отложения. В центральных частях так называемого Наурзумского желоба на юге Тургайской низменности и на севере Кызылкумской осаждались озерные, озерно-пойменные и озерно-русовые осадки: каолиновые глины, кварцевые и каолиново-кварцевые пески, бокситовые глины и бокситы. Высокая зрелость осадочного материала указывает на развитие латеритных кор выветривания

на водораздельных пространствах и на возвышенностях Мугоджар (Кирпаль и др., 1975; Ясаманов, 1975). На водораздельных пространствах и окружавших озерные водоемы возвышенностях большое развитие получили карстовые и карстово-суффозионные процессы. В результате этого возник характерный карстовый ландшафт с крупными впадинами, воронками и нишами. Продукты коры выветривания гравитационным путем, пролювиальными, делювиальными процессами перемещались в понижения карстового рельефа и захоронялись. Наряду с механическим перемещением продуктов латеритного выветривания в карстовых впадинах был сконцентрирован разнохарактерный и в различной степени выветрелый материал, который в условиях благоприятного климата и высокой влажности подвергался латеритизации. В течение второй половины альбского и начала сеноманского веков были сформированы бокситовые месторождения Кустанайского, Верхнетобольского и Кушмурунского районов. Наряду с накоплением бокситоносных осадков в карстовых депрессиях формировались бокситы и бокситовые глины в прибрежных частях крупных озерных водоемов.

На юге Западной Сибири осадконакопление в альбском веке происходило в континентальных условиях. Здесь была сформирована слабо карбонатная красноцветная формация, состоящая из полимиктовых и олигомиктовых песков с глинисто-карбонатным цементом и каолиновых глин. Накопление осадков происходило на низменной прибрежной озерно-дельтовой и озерно-аллювиальной равнине. Вблизи возвышенной денудационной суши Казахстана и Сибирской платформы распространены пролювиальные и делювиальные осадки. Часть из них обогащена бокситовым материалом и наряду с каолиновыми глинами и кварцевыми песчаниками встречаются бокситовые глины и бокситы.

В областях перехода низменной денудационной равнины в аккумулятивную в пределах юга Западной и Средней Сибири на карбонатном и глинисто-карбонатном субстрате в результате выщелачивания, в условиях переменного-влажного тропического и субтропического климата, возникали разнообразные отрицательные формы карстового рельефа. Они заполнялись различными и в разной степени выветрелыми осадками, которые приносились гравитационным путем и водными потоками с окружающих возвышенностей, сложенных алюмосиликатными породами. Формирование карстовых впадин происходило почти одновременно с их выполнением осадочным материалом. Поступление обломочного материала имело пульсационный характер и на их поверхности успевали возникнуть почвы. Поверхность карстовых впадин не оставалась голой, а покрывалась густой тропической растительностью. В случае ухудшения дренажных условий, вызванных заполнением карстовых воронок и впадин трудно проницаемым глинистым материалом, последние заполнялись водой и с течением времени постепенно заболачивались. В этот период формировались лигнитовые и углистые глины и лигниты.

Однако, когда карстовые воронки и впадины заполнялись рыхлым хорошо проницаемым материалом, рост их в глубину не прекращался. Одновременное воздействие химически активных вод и корневой системы растительности вызывало значительное изменение рыхлого материала. Конечным продуктом такого видоизменения осадочного материала являлись разнообразные оолитовые, пизолитовые каменистые, рыхлые бокситы и бокситовые глины. В условиях переменного влажного тропического, а местами субтропического климата возникали имеющие большое значение осадочно-латеритные месторождения бокситов. С течением времени из-за резкого ухудшения дренажных условий происходило заболачивание и образование лигнитов. Карстовый ландшафт характерен не только для южных районов Сибири, но и для северного склона Казахской денудационной равнины, Тургая и Салаира. На возвышенностях и водораздельных участках, сложенных основными эффузивами, располагались латеритные и каолинитовые коры выветривания. Продукты их размыва концентрировались в понижениях и служили основой для формирования многих месторождений бокситов. Некоторая часть продуктов размыва кор выветривания выносилась реками и аккумуляровалась в пределах прибрежной озерно-дельтовой и озерно-аллювиальной низменности Западной Сибири.

В течение альбского века произошло расширение Западно-Сибирского моря и установилась широкая связь с бореальными морями, что подтверждается находками соответствующих видов аммонитов. Береговая линия моря была нестабильной и временами море распространялось далеко к югу и юго-востоку, затопляя низменную прибрежную равнину. Неглубокое море имело нормальный газовый режим и соленость, что позволяло развиваться стеногалинной фауне. В морских условиях отлагались глинисто-алеваитовые осадки мономиктового типа, более грубые в прибрежной части, особенно вдоль денудационной равнины Сибирской платформы.

На территории Сибирской платформы в альбе располагались низменные денудационные равнины с отдельными возвышающимися холмами. Возвышенный рельеф характерен для Саян и Забайкалья. По-прежнему в Забайкалье находилась крупная межгорная впадина, в пределах которой формировались олигомиктовые угленосные осадки.

Континентальные пространства центральных областей европейской части СССР, Казахстана, Алтае-Саянской области и юга Сибирской платформы покрывались хвойными лесами (*Pinus*, *Picea*, *Cedrus*, *Podocarpus*, *Podozamites*) с небольшим количеством ксерофильных форм (*Brachyphyllum*, *Pagiophyllum*). С приближением к Западно-Сибирскому морю все большее значение приобретали папоротники, а ксерофильные ассоциации исчезали. На юго-востоке Западной Сибири росли хвойные леса и располагались заросли папоротников и хвощей умеренно-теплого и субтропического типа (Ясаманов, 1976). Папоротниковые заросли на юге За-

падной Сибири состояли главным образом из *Dicksonia*, *Alsophila*, *Polypodiaceae*, *Gleichenia*, *Pelletieria*, *Anemia*, *Osmundaceae*, *Orchiogledaceae*.

На Уральской возвышенности и Предуральской низменности развивались хвойные леса с участием беннеттитовых. В южном направлении все большую роль начинают играть ксерофильные формы *Brachyphyllum*, *Podocarpus*, *Ephedra*. Украинская и Воронежская низменности покрывались смешанными хвойно-широколиственными лесами, состоящими из *Podocarpus*, *Picea*, *Cedrus*, *Pinus*, *Taxodiaceae*, *Pterocarya*, *Rhus*, *Leguminosae*. В конце альба появились умеренные и умеренно-теплые формы (*Ginkgo*, *Junglans*, *Ulmaceae*).

В подлеске росли папоротники семейств *Polypodiaceae*, *Gleicheniaceae* и плауновые.

На крайнем юге Средней Азии, в пределах Памиро-Алая, Ферганы и Гиссарского хребта продолжало существовать ксерофильное редколесье из древовидных папоротников, хвойных и цикадофитов. Однако с течением времени редколесья постепенно сменились хвойными лесами с папоротниковым подлеском. На территории Тургайской низменности, так же как и на юге Западной Сибири, существовала вертикальная зональность в распределении растительности. Возвышенные участки покрывались ксерофильными сосново-кедровыми лесами, а в низинах, вдоль речных долин и на берегах озер произрастала мезофильная растительность с древовидными папоротниками.

Сравнительно небольшие по площади возвышенности Крыма, Кавказа и Предкавказья покрывались хвойными лесами, главным образом, умеренно-теплого облика. Они состояли из *Pinaceae*, *Cupressaceae* и гинкговых с папоротниковым подлеском. Вместе с ними значительным распространением, особенно в конце альба, пользовались умеренные покрытосеменные рода *Quercus* и семейства *Betulaceae*.

В начале альбского века фауна головоногих моллюсков в морях Юга СССР имела смешанный характер. На Восточно-Европейской платформе распространены *Leymeriella*, *Uhligella*, *Hoplites*, *Sonneratia*, *Cleoniceras*, *Tetrahoplites*, в южных районах — *Pervinquieria*, *Collihoplites*, *Stoliczkaia*.

Близкий состав имела аммонитовая фауна Крыма, Северного Кавказа, Закаспия, Копетдага и Гиссара. В Закавказье наряду с перечисленными значительное распространение имели *Douvilleiceras*, *Desmoceras*, *Beudanticeras*, *Uhligella*, *Kossmatella*, *Hamites*, *Anisoceras*, *Turrilites*, *Ostlingoceras*, *Helicoceras*, *Mortoniceras*, *Hysterocheras*.

С течением времени связь средневропейских относительно холодных бассейнов со средиземноморскими становится более тесной. Это способствовало взаимному проникновению организмов. Так, *Neohoplites minimus* (List.), *N. pinguis* Stoll., *N. attenuatus* Stoll. расселились на севере (Али-Заде, 1972), а на юг проникли холоднолюбивые *Anahoplites* (Эристави, 1959).

В позднем альбе аммонитовая фауна повсеместо одинакова, а среди белемнитов средиземноморской области наблюдается сокращение количества видов, суживание ареалов и появляются признаки угнетенности, свидетельствующие о значительном понижении температур. Приспособление некоторых белемнитов к изменившимся условиям выразилось в возникновении эндемичных форм (Али-Заде, 1972).

Появление в альбском веке на значительной части Русской платформы, Западной Сибири на западе Средней Азии и в геосинклинальных бассейнах большого количества растительного детрита свидетельствует о существовании достаточно влажных условий.

Для этих областей характерно большое количество аутигенных минералов железа, повышение мономинеральности осадков, увеличение количества каолинита и широкое распространение континентальных сильно увлажненных ландшафтов.

Значительное распространение кварцево-глауконитовых песков, особенно наличие желваков фосфорита, обогащение каолинитом песчано-глинистых осадков и их известковистость свидетельствуют о теплом и влажном климате. Отсутствие известкового осадконакопления и небольшое количество глауконита на севере Русской платформы позволяет заключить о низком термическом режиме. На это же указывает и состав морской фауны, среди которой преобладали холоднолюбивые и эвритермные организмы, и развитие умеренных и умеренно-теплых лесов на низменностях. Среднегодовые температуры, установленные по раковинному веществу организмов Поволжья и Подмосковья, действительно оказались низкими и колебались в пределах 7,5—8,5°C.

В условиях значительного обводнения развивались ландшафты Сибирской платформы. Низменные участки покрывались зарослями древовидных и травянистых папоротников, хвощей с реликтами умеренных хвойных и гинкговых. Преобладание последних характерно для возвышенных участков Прибайкалья и Забайкалья. Причем в Забайкалье, так же как и в более ранние века, происходило угленакпление с широким развитием растительности болот. Растительность избыточного увлажнения свойственна прибрежным районам Западно-Сибирского моря. Термический режим центральных районов Западной Сибири, Сибирской платформы и Забайкалья был сравнительно низким (Ясаманов, 1976).

К югу от зоны равномерно-влажного умеренно-теплого климата располагались районы с засушливыми, но теплыми климатическими условиями (см. рис. 13). В седиментационных бассейнах этой области формировались кварцевые пески, кремнистые и каолинитовые глины, красноцветные континентальные слабо карбонатные осадки, оолитовые бурые железняки и бокситы. Сравнительно небольшим распространением пользуются лигниты и бурые угли. Осадки такого типа распространены на склонах Украинской денудационной равнины, в Мугуджарах, в Тургае, на восточном

склоне Южного и Среднего Урала, на юге Западной Сибири и в Нижнем Приангарье.

Теплолюбивый характер морской фауны и растительности, среди которой имеются ксерофиты и покрытосеменные тропического облика (магнолия, лавр, эвкалипт), свидетельствуют не только о теплом, близком к тропическому климате, но и о периодической смене влажных условий засушливыми. Вполне возможно, что в раннем и частично в среднем альбе климат был постоянно-влажным, но в позднем альбе — переменено-влажным. Температурные условия южных районов Восточно-Европейской платформы, особенно в раннем альбе, близки к позднеаптским. Среднегодовые температуры приповерхностных частей морских вод в раннем альбе достигали 20°C, но в среднем и особенно в позднем альбе понизились на 8—10°C.

В условиях переменено-влажного тропического климата развивались ландшафты Закаспия, Тургая, Центрального Казахстана и Средней Азии. На денудационных поверхностях, покрытых разреженными лесами с большим количеством ксерофитов, осуществлялся в среднем и в позднем альбе размыв латеритных кор выветривания. Продукты размыва аккумуляровались в озерных водоемах, пойменных частях рек и в карстовых депрессиях. Обилие влаги в прибрежных зонах способствовало развитию влаголюбивой растительности и образованию лигнитов. Среда осадконакопления была восстановительной в озерно-болотных системах и слабо кислой в поймах рек и в прибрежных участках моря.

В южных районах Средней Азии в течение альбского века красноцветное слабо карбонатное осадконакопление сменилось серо- и зеленоцветным. Лишь в Ферганском бассейне продолжали формироваться красноцветные отложения, свойственные переменено-влажному климату.

Таким образом, распространение слабо карбонатных и бескарбонатных красноцветных отложений, состоящих из продуктов переотложения кор выветривания, разреженный растительный покров эврифильных хвойных с примесью ксерофильных брахифиллумов и пагиофиллумов на юге Западной Сибири и в юго-западной части Сибирской платформы свидетельствует о теплых переменено-влажных климатических условиях.

Морские бассейны Карпат, Крыма, Кавказа и юго-запада Туркмении располагались в зоне равномерно-влажного климата. Несмотря на обилие терригенного материала для осадков характерна известковистость. Острова покрывались влаголюбивой растительностью тропического облика в начале альба и умеренно-теплой — в конце. Характерно изменение и фаунистических комплексов в течение альбского века. Все возрастающую роль приобретают эвритермные и космополитные формы морской фауны (Эристави, 1959; Ясаманов, 1969б). Это позволило сделать вывод о постепенном снижении термического режима и было подтверждено многочисленными палеотермометрическими определениями (Ясаманов, 1969б; 1973а, б; 1974а).

В раннем альбе температуры среды обитания белемнитов в бассейнах Кавказа и Крыма достигали 21,0°C. Температуры среды обитания глубоководных акул и пликатул колебались в пределах 13,5—15,5°C. В среднем альбе температуры поверхностных вод морей понизились до 15°C, а в позднем альбе они не превышали 11,0°C. Тенденция к понижению термического режима в альбском веке установлена и по бентосным, сравнительно глубоководным организмам (Ясаманов, 1973а, б).

Таким образом, преобладающие нисходящие движения в начале раннемеловой эпохи способствовали трансгрессии моря. В течение раннего мела возрастала площадь морской седиментации, увеличивалась глубина моря и снижалась высота рельефа. Блоковые движения и сильное выравнивание способствовали сглаживанию положительных форм рельефа и сокращению площадей горных массивов и возвышенностей.

Крупные изменения палеографического характера отразились не только на литологическом и фациальном составе осадков, но и на фаунистических комплексах и растительных ассоциациях, зависящих в свою очередь от смены климатических условий. На протяжении раннемеловой эпохи происходило смещение в южном направлении аридных областей. На значительной части Юга СССР установились равномерно-влажные климатические условия, характеризующиеся большим количеством атмосферных осадков (по крайней мере не менее 2000 мм/год). Наряду с этим сохранились районы с переменено-влажным и засушливыми условиями. Расширение области с переменено-влажным климатом в середине альба способствовало быстрому размыву латеритных и каолинитовых кор выветривания в условиях постоянно-влажного климата, переносу в континентальные бассейны седиментации с последующим образованием залежей бокситов.

Термические условия в течение раннемеловой эпохи не оставались постоянными. Наиболее высокая температура характерна для неокома, когда на большей части Юга СССР климат был близок к тропическому. В апте и в альбе северные районы европейской части СССР и Сибири характеризовались низкими температурами, в то время как на юге климат был субтропическим или близким к тропическому. Однако на протяжении аптского и альбского веков намечаются по крайней мере два этапа резкого понижения температур. Один из них приходится на середину апта, а второй — на конец альба.

Одним из значительных событий конца раннемеловой эпохи является широкое распространение покрытосеменных растений, первые представители которых появились в недрах юрской флоры (Вахрамеев, 1964). Усиление континентальности климата и прямой солнечной радиации, а также существование сезонных и суточных колебаний температур, которые в настоящее время не могут быть установлены прямыми наблюдениями, способствовали расселению покрытосеменных растений. В это время растения, существовавшие

в условиях сильного увлажнения и облачности, такие как папоротники, цикадофиты, беннеттитовые, гинкговые и подозамиты, стали постепенно вымирать.

Позднемеловая эпоха

Сеноманский век

В сеноманском веке значительные погружения в западной части Юга СССР вызвали расширение и некоторое углубление моря. Вместе с тем прекратилась связь моря Восточно-Европейской платформы с Арктическим бассейном и произошло соединение Балтийской суши с Уральской. Рельеф суши был низменным и, по-видимому, в отдельных участках располагались невысокие выровненные холмы и увалы. Сильно уменьшились в размерах островные поднятия в центральной и южных областях платформы, с которых поступал обломочный материал. Вблизи островов и на всем протяжении северного побережья моря отлагались разнообразные пески, часто глауконитовые с фосфоритовыми стяжениями и с галькой, свидетельствующие о сравнительно приподнятом рельефе и интенсивном размыве суши. Обломочный материал в морской бассейн поступал речными системами, фрагменты которых иногда удается реконструировать.

На территории Восточно-Европейской платформы почти повсеместно формировались кварцево-глауконитовые пески. Лишь в Днепровско-Донецкой впадине распространены кремнистые осадки (кремнистая формация), а в Прикаспии и в Восточном Предкавказье наряду с кварцево-глауконитовыми песками накапливались каолинитово-гидрослюдистые глины. В Западном Предкавказье и на Северном Кавказе осадконакопление имело известково-глинистый характер. Обилие остатков фауны, особенно головоногих и двусторчатых моллюсков, свидетельствует о нормальном газовом режиме и солености моря Восточно-Европейской платформы.

На Северном Кавказе в сеномане отлагались терригенно-карбонатные осадки (глауконитовые и известковистые пески, известковистые глины и мергели). В пределах Большого Кавказа, как и прежде, располагались крупные островные поднятия с гористым рельефом, разделенные проливами. К югу от островов находился протяженный, но узкий флишевый трог, в котором формировались терригенно-карбонатные и кремнистые осадки. На территории Закавказского срединного массива находилось сравнительно мелкое море с нормальной соленостью. Здесь отлагались глауконитово-кварцевые пески; терригенный материал в большом количестве поступал с гористых возвышенных островов. Крупные острова располагались на месте Куринской депрессии и в пределах Малого Кавказа. На Малом Кавказе происходило накопление кварцево-глауконитовых песков и алевролитов и вулканогенно-терригенных осадков. Вблизи островов размерность терригенного материала возрастает, довольно часто встречаются кварцевые гальки.

В Крымском бассейне, который был окраинной частью моря Восточно-Европейской платформы, формировались известковые и терригенно-известковые осадки. На Карпатах наряду с мелководными участками, в которых отлагались терригенно-карбонатные отложения, располагались узкие протяженные трюги с большой глубиной моря и флишевым осадконакоплением.

На большей части Средней Азии располагался обширный морской бассейн — Туранское море. Морские условия существовали в Афгано-Таджикской впадине. В восточной части Афгано-Таджикской и в Алайской впадинах соленость моря была высокой, и наряду с известково-доломитовыми осадками накапливались гипсоносные.

В Туранском море, имевшем обширные связи с морями Восточно-Европейской платформы и Кавказа, формировались глинистые осадки, а в районах мелководья были распространены песчано-глинистые толщи. В сеномане Туранское море сравнительно далеко проникало на северо-восток в сторону Тургая, а Западно-Сибирское — в южном направлении. В Тургае существовали крупные мелководные заливы с неустойчивым положением береговой линии. Поэтому на юге и на севере Тургая морские песчано-глинистые осадки с глауконитом чередуются с континентальными. На значительной части Тургая, а также в Сырдарьинской и Приташкентской впадинах и на юге Западной Сибири располагалась низменная озерно-аллювиальная равнина, в пределах которой формировались олигомиктовые песчано-глинистые осадки с прослоями бурого угля и лигнита. В раннем сеномане в областях развития карстового рельефа в Тургайской низменности и в прилегающих частях низменной денудационной равнины Южного Урала, Мугоджар и Казахстана, а также в южных частях Западной Сибири образовались бокситоносные отложения.

Море Западной Сибири по сравнению с альбским веком резко сократилось. В зоне открытого моря накапливались глинистые осадки с глауконитом. На обширной прибрежной озерно-дельтовой равнине, обрамлявшей с юга морской бассейн, формировались толщи кварцевых песков, каолинитовых и реже полиминеральных глин. Низменность периодически заливалась морем и поэтому наряду с континентальными осадками здесь распространены прибрежно-морские с остатками фауны двустворчатых моллюсков. Большим распространением пользуются озерные глины и алевроиты, озерно-болотные углистые глины и лигниты, дельтовые косослоистые пески, алевроиты и песчано-угленосные пойменные отложения. Меньшим распространением пользуются русловые фации, представленные грубозернистыми песками с галькой и гравием. В южном направлении прибрежная низменная равнина сменяется аллювиально-озерной низменной равниной, в пределах которой распространены красноцветные и пестроцветные каолинитовые глины, кварцево-каолинитовые пески. Область континентального осадконакопления южной Сибири по сравнению с альбским

веком сильно расширилась и охватывала Омское Прииртышье и Приенисейскую часть.

Денудационные поверхности Казахстана, Средней Азии, Алтае-Саянской области постепенно повысились и наряду с низменными слабо всхолмленными равнинами большие площади занимали возвышенные равнины и плато. На Сибирской платформе сохранялся низменный рельеф и тонкий обломочный материал выносился временными и постоянными водотоками в бассейны седиментации Западной Сибири. Осадконакопление в Западном Забайкалье прекратилось и начался размыв.

На протяжении сеноманского века хвойно-широколиственные леса покрывали Саяны, Западное Прибайкалье и Забайкалье. На склонах возвышенностей и на Ангаро-Вилуйской низменности вместе с хвойными *Picea*, *Pinus*, *Cedrus* росли теплолюбивые *Magnolia*, *Myrtaceae*, а в подлеске *Polypodiaceae*, *Gleicheniaceae*, *Selaginella*. Аналогичная растительность покрывала Салаирский кряж, Кузнецкий Алатау и прилегающие части Западной Сибири.

Низменные равнины, обрамлявшие с юга Западно-Сибирский бассейн, а также низменности Урала и востока Восточно-Европейской платформы покрывались хвойно-широколиственными лесами с большим количеством тропических и субтропических папоротников. Покрытосеменные представлены главным образом тропическими и субтропическими формами *Saligaceae*, *Juglandaceae*, *Ace-gaseae*, *Rosaceae*, *Muricaceae*, *Fagaceae*.

В южном направлении постепенно возрастает роль вечнозеленых и появляются *Palmae*, *Magnolia*, *Olacaeae*, *Moraceae*, *Rhus*, *Liquidambar*. Значительные пространства юга Казахстана и Средней Азии представляли собой редколесья из вечнозеленых, древесных папоротников и хвойных. Здесь росли кипарисовые, *Pinaceae*, *Podocarpus*, *Pagiophyllum*, *Laurus*, *Palmae*, *Gleichenia*, *Schizaeaceae*.

Острова европейской части СССР покрывались хвойными лесами, состоявшими из *Pinaceae*, *Podocarpaceae*, *Cupressaceae*, с подлеском из сфагновых мхов и папоротников (*Gleicheniaceae*, *Lygodium*, *Anemia*, *Pelletieria*, *Schizaea*).

В сеноманском веке в морских бассейнах Восточно-Европейской платформы, Крыма, Северного Кавказа, Северного Закавказья и Средней Азии распространены аммониты родов *Puzosia*, *Schloenbachia*, *Mantelliceras*, *Acanthoceras*, *Scaphites* и двустворчатые моллюски (*Inoceramus*, *Aucellina*). Среди белемнитовой фауны намечается определенная дифференциация. Только *Praeacstinocamax* обитали в морях Русской платформы, а *Neohibolites*, *Parahibolites* — в южных окраинных зонах платформы, в Западной Туркмении, в Крыму и на Кавказе. Ареал распространения белемнитов позволяет условно наметить две термические зоны.

В Закавказье, где, по-видимому, термический режим был высоким, наряду с *Neohibolites*, *Parahibolites* обитали индо-мадагаскарские формы *Gaudryceras*, *Puzosia*, а также кораллы и рудисты

(*Eoradiolites*, *Sauvagesia*, *Durania*). В своеобразную фаунистическую провинцию в начале сеномана обособились бассейны Средней Азии. Сюда из-за архипелага низких островов, обширного мелководья и более высоких температур не проникали средневропейские формы, населявшие Мангышлак, Приаралье и юг Западной Сибири. Характерной особенностью фаунистического комплекса среднеазиатской провинции является большое развитие устриц и рудистов, образующих часто крупные банки и биогермы. Полностью отсутствуют белемниты, а среди аммонитов распространены только эндемичные виды *Placenticerias*, *Coilopoceratidae* и др. (Бобкова и др., 1969).

Литологический и фациальный состав осадков, фаунистические комплексы и растительные ассоциации свидетельствуют о том, что в сеноманском веке существовал равномерно-влажный климат и только в Центральном Казахстане, на востоке Средней Азии и на севере Алтая преобладали засушливые условия. По термическому режиму выделяются зоны умеренно-теплого, субтропического и тропического климата (рис. 14).

Территория Сибирской платформы, востока Западной Сибири, Забайкалья и Саян находилась во влажном умеренно-теплом климате. На это указывает полимиктовый характер терригенных толщ прилегающих бассейнов седиментации, небольшое развитие каолинита, обилие фаций увлажненных ландшафтов и умеренно-теплый облик растительности. Только в районах вблизи Енисейского края, где в конце раннемеловой эпохи происходили корообразовательные процессы и сохранились реликты кор выветривания, в раннем сеномане присутствуют терригенные толщи с высокими коэффициентами мономинеральности и устойчивости (олигомиктовая и глинистая каолинитовая формации). Лесная растительность Западной Сибири и приенисейской части ее представлена хвойно-широколиственной ассоциацией, в составе которой, особенно в позднем сеномане, мало элементов вечнозеленой флоры (Гольберт и др., 1968; Ясаманов, 1976).

Континентальные пространства Восточно-Европейской платформы, Урала, юга Западной Сибири и Северного Казахстана покрывались хвойно-широколиственными лесами с большим количеством субтропических и тропических форм. В местах сильного увлажнения по берегам морей и крупных континентальных водоемов произрастали влаголюбивые леса.

В Тургайской низменности по сравнению с альбским веком увеличились площади формирования лигнитов и бурых углей. Широким распространением пользуются пойменные, дельтовые, озерные и озерно-болотные фации. В бассейнах седиментации формировались не только каолинитовые глины, но и осадки, обогащенные окислами железа, алюминия и кремнезема. В условиях низменного рельефа в ряде мест продолжалось выветривание. Энергичный плоскостной смыв способствовал выносу труднорастворимых элементов. Богатство органическими соединениями грунтовых и почвенных вод создавало кислую среду, при которой происхо-

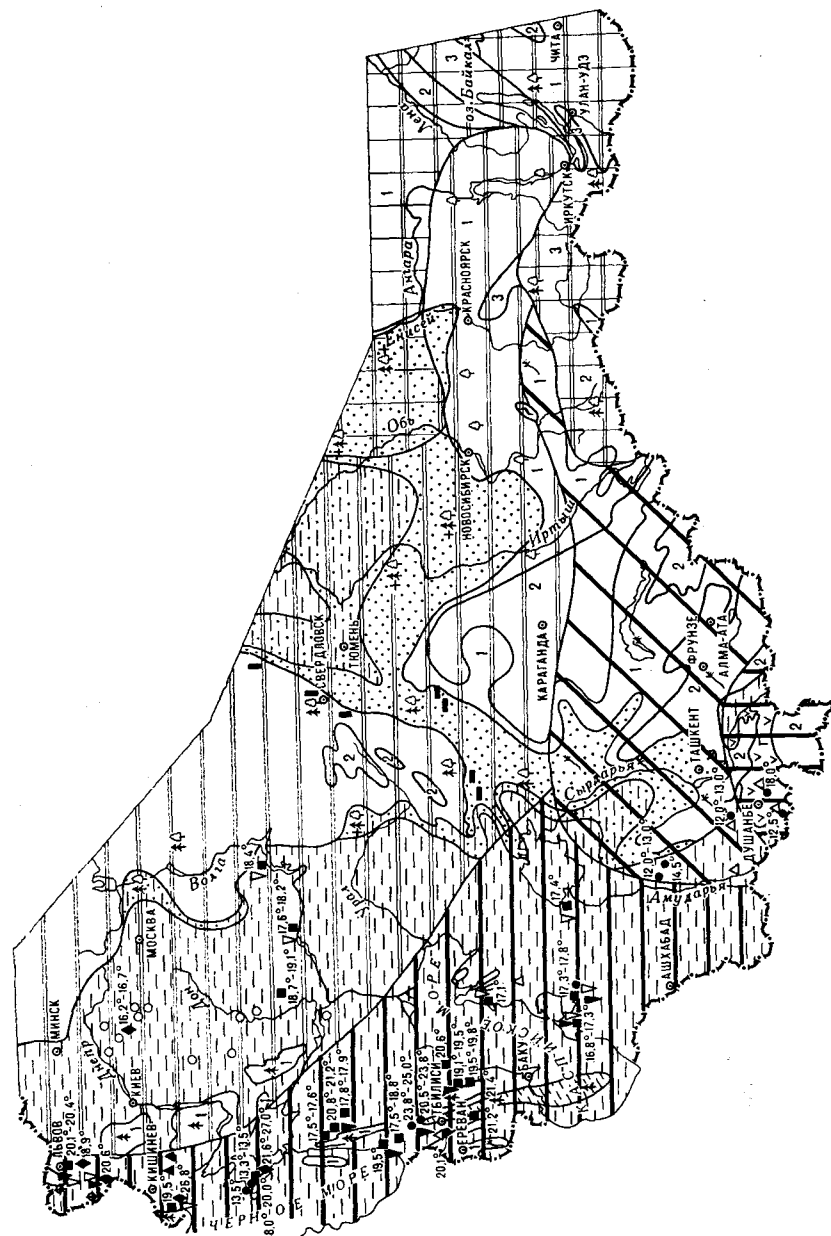


Рис. 14. Схематическая ландшафтно-климатическая карта сеноманского века. Условные обозначения см. рис. 1

дило вторичное связывание кремнезема и глинозема. В прибрежно-морских условиях при изменении кислой среды на щелочную происходило образование лептохлорита, гидрогетита и шамозита.

На Восточно-Европейской платформе большое распространение имели желваковые залежи фосфоритов, характерные для гумидного седиментогенеза (Страхов, 1962). В это время в континентальных условиях происходило освобождение фосфора, его миграция и концентрация в прибрежной части.

На юго-западе Украинского массива в прибрежно-морских условиях формировались кремнистые осадки. Кремнезем, освобожденный в процессе выветривания пород, продолжал поступать в морской бассейн и значительная часть его усваивалась организмами с кремневой раковиной.

О сравнительно высоких температурах морей Русской платформы можно судить не только по ареалу развития stenotherмной фауны, но и по результатам палеотермометрических исследований, согласно которым температуры на юге Подмосковья равнялись $+16,2-16,7^{\circ}\text{C}$, а в Среднем Поволжье $+17,6-19,1^{\circ}\text{C}$. Полученные данные хорошо согласуются с изотопными палеотемпературами, установленными Д. П. Найдиным и др. (1966), Р. В. Тейс и др. (1973), и данными Т. С. Берлин и А. В. Хабакова (1969, 1970).

Среди морской фауны южных районов Восточно-Европейской платформы, Северного Кавказа и Крыма присутствуют теплолюбивые формы. Средние температуры среды обитания свободноплавающих и мелководных прикрепленных форм Причерноморского бассейна, Предкавказья, Северного Кавказа и Крыма колебались в пределах $+18,9-21,2^{\circ}\text{C}$, а в Молдавии и на западе Восточно-Европейской платформы $+18,9-20,8^{\circ}\text{C}$. Вместе с тем в более глубоководных частях температуры среды обитания иноцерамов и брахиопод изменялись в пределах $+13,5-17,6^{\circ}\text{C}$. Близкие температуры морских вод ($17-20^{\circ}$) характерны для Мангышлака и Западной Туркмении.

Хотя среда осадконакопления и литологический состав отложений в Закавказье были примерно такими же, как и на Северном Кавказе, тем не менее присутствие среди теплолюбивой фауны кораллов и рудистов предполагает наличие среднегодовых температур не ниже $+20^{\circ}\text{C}$. Проведенные палеотермометрические исследования для областей развития рудистой и коралловой фауны на Малом Кавказе и на юге Закавказского срединного массива позволили установить минимальные значения приповерхностных частей моря не ниже $+21^{\circ}\text{C}$.

Казахстан, север Алтая и Средняя Азия располагались в зоне переменного-влажного сравнительно теплого климата. На это указывает разреженный растительный покров и присутствие ксерофитов, а также своеобразное строение осадочных образований. В морских бассейнах наряду с кварцево-глауконитовыми песками и каолинитовыми глинами распространены желваковые и пластовые залежи фосфоритов (Афгано-Таджикская впадина), что характерно для областей с периодами иссушения климата. В кон-

тинентальных седиментационных бассейнах формировались карбонатные и гипсоносные красноцветы и одновременно с ними распространены сероцветные грубообломочные осадки пролювиального и делювиального генезиса. Среднегодовые температуры, установленные по раковинному веществу устриц, обитавших на глубинах около 50 м, раялись $12-14,5^{\circ}\text{C}$, а в наиболее мелководных участках $+18-18,5^{\circ}\text{C}$.

Туронский век

В туронском веке произошло значительное расширение морских акваторий и смена терригенного осадконакопления карбонатным. В море Восточно-Европейской платформы отлагались известковистые и известково-глинистые илы. В зоне мелкого моря под действием волн и течений формировались грубый мел, мелоподобные мергели, часто песчанистые с горизонтами ожелезненных мелоподобных известняков. Вблизи берега моря распространены песчаные образования. На значительных глубинах отлагались известковые илы с планктонными микроорганизмами. В целом на востоке и юго-востоке Восточно-Европейской платформы распространена глинисто-карбонатная, а на западе — слабо карбонатная формация. В южном направлении последняя сменяется экстракарбонатной, которая особенно характерна для геосинклинальных областей.

На Кавказе в начале турона произошла кратковременная регрессия, особенно хорошо проявившаяся вблизи поднятий. На Северном Кавказе в туроне формировались известняки, часто органогенные с примесью глинистого материала. В Закавказье в спокойных гидродинамических условиях в море с нормальной соленостью отлагались карбонатные и глинисто-карбонатные осадки. В западной части Закавказского срединного массива началось излияние щелочных базальтов (свита Мтавари). Усилилась вулканическая деятельность в Севано-Акеринской зоне Малого Кавказа. Присутствие грубых терригенных осадков в Ереванской и Ордубадской зонах свидетельствует о возвышенном рельефе островных поднятий.

Значительно расширилась площадь Туранского моря. Высота и размеры областей денудации Средней Азии и запада Казахстана уменьшились и возросли площади аллювиальных и озерно-аллювиальных раковин. В западной части Туранского моря накапливались известковые и известково-глинистые осадки, на востоке — глинистые, а в прибрежной части известково-песчаные. Состав органического мира моря и строение осадков свидетельствуют о мелководных условиях (Условия осадконакопления..., 1964). Более глубокие зоны располагались в пределах Туаркыра, Закаспия и в западной части Приаралья (рис. 15).

К востоку от Туранского моря находились мелководные участки, занимающие территорию Афгано-Таджикской впадины, где отлагались глинистые осадки с прослоями ракушечников и орга-

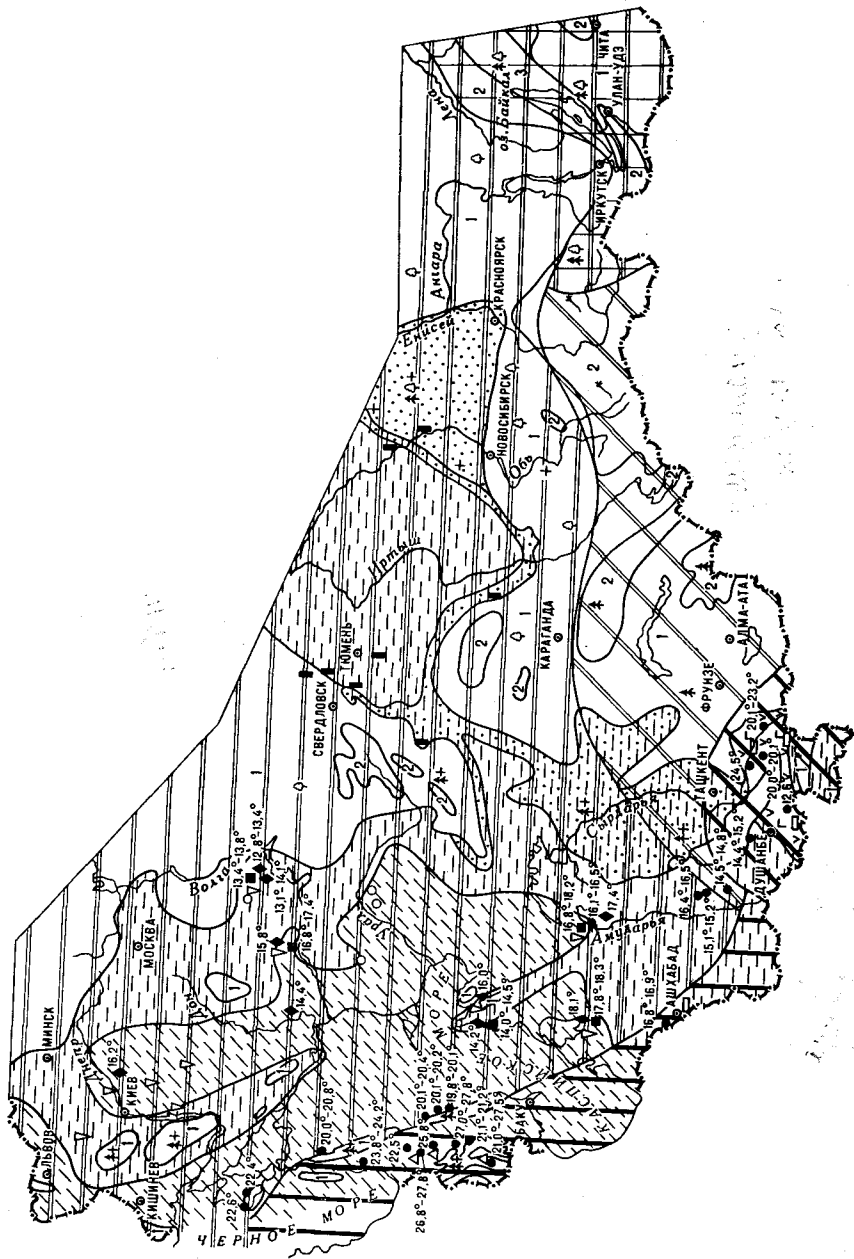


Рис. 15. Схематическая ландшафтно-климатическая карта туронского века. Условные обозначения см. рис. 1

ногенных известняков. На востоке Афгано-Таджикской впадины, в Алайской и Ферганской впадинах в результате периодического ослабления связи с открытым морем формировались гипсоносные и доломитовые осадки (эвапоритовая формация). Памир испытал значительные погружения и в его центральной части образовался пролив, в котором в течение поздне меловой эпохи формировались органогенные известняки.

Море проникло в центральные части Тургая и, возможно, временами осуществлялась связь между Западно-Сибирским и Среднеазиатским бассейнами. В мелком море и в его многочисленных заливах и лагунах накапливались песчано-глинистые осадки (олигомиктовая формация), обогащенные растительным детритом с отдельными пластами лигнитов и бурого угля. В прибрежных частях моря и крупных речных долинах наряду с песчано-глинистыми отложениями распространены протяженные залежи оолитовых железных руд.

К мелкому морю примыкали прибрежная низменная озерно-дельтовая равнина, располагавшаяся в пределах Сырдарьинской впадины, в прибортовых частях Тургая и узкой полосой окаймлявшая денудационные низменные равнины Урала и Казахстана. В озерных водоемах, в пойменных частях рек и в дельтах образовались песчано-глинистые отложения олигомиктового типа. На территории низменной денудационной равнины Казахстана и Южного Урала сохранились карстовые впадины, постепенно заполнявшиеся песчано-глинистым материалом, обогащенным углистым веществом.

В туронском веке произошла трансгрессия в Западной Сибири и море затопило прибрежные низменности. В морском бассейне накапливались глинистые осадки бейделлитового состава. В окраинных частях встречается глауконит. На юго-западе Западно-Сибирского моря, в Кустанайском заливе, формировались песчано-глинистые олигомиктовые осадки, южнее, а также в Омском Прииртышье развиты каолиновые глины и олигомиктовые тонкозернистые пески с глауконитом. В прибрежной зоне отлагались алеврито-глинистые осадки с примесью песчаного и глинистого материала. В конце туронского века море постепенно обмелело и усилился снос терригенного материала с денудационных равнин Урала, Казахстана и Сибирской платформы. Обилие глауконита, бейделлита и аутигенного пирита в осадках, большое количество остатков иноцератов, аммонитов и фораминифер указывает на нормальную соленость вод и возможно восстановительные условия.

На юго-востоке Западной Сибири располагалась обширная озерно-аллювиальная равнина. Она занимала территорию Приенисейской части Западной Сибири, Чулымо-Енисейскую впадину и Северное Присалаирье. В ее пределах большим распространением пользуются олигомиктовые песчаные отложения русловой и пойменной фаций и алеврито-глинистые озерные и озерно-пойменные осадки.

Рельеф денудационной низменности Казахстана и предалтайской части Западной Сибири понизился.

В туронском веке смешанные хвойно-широколиственные леса произрастали на возвышенностях Восточных Саян, Прибайкалья и Забайкалья. Область развития широколиственных лесов с участием вечнозеленых и таксодиевых оставалась примерно такой же, как и в сеномане. В западном направлении в составе смешанных лесов преобладающую роль играли теплолюбивые папоротники, которые слагали монодоминантные заросли. Область развития данной растительной ассоциации примыкает с востока к Западно-Сибирскому морю.

Низменности, расположенные на юго-востоке, юге и юго-западе Западной Сибири, а также восточная часть Восточно-Европейской платформы покрывались широколиственными лесами, в которых наряду с умеренно-теплыми формами принимали участие вечнозеленые и таксодиевые, а также теплолюбивые папоротники. Здесь росли *Salicaceae*, *Juglandaceae*, *Aceraceae*, *Betulaceae*, *Rosaceae*, *Myricaceae*, *Fagaceae*, *Magnolia*, *Olaceae*, *Rhus*, *Gleichenia*, *Schizaeaceae*, *Polypodiaceae*.

На юге широколиственные ассоциации заметно обеднялись и преобладали хвойные. Хвойные леса с зарослями теплолюбивых папоротников с незначительной примесью широколиственных покрывали континентальные пространства Мугоджар, Казахстана, Средней Азии и острова европейской части СССР. Лесная растительность представлена *Picea*, *Pinus*, *Cedrus*, *Podocarpus*, *Cupressaceae*, *Ephedra*, *Magnolia*, *Platanus*, *Eucalyptus*, *Ilex*, *Betulaceae*, *Juglandaceae*, *Carya*.

Южные районы Средней Азии, а также Алтае-Саянская область представляли собой редколесье из вечнозеленых растений (*Magnolia*, *Ilex*, *Palmae*, *Myrica*).

В туронском веке в бассейнах Восточно-Европейской платформы и Приаралья широкое распространение получили двустворчатые моллюски рода *Inoceramus* (*Scaphites*, *Lewesiceras*) и белемниты. Последние состояли из северных родов *Actinocamax* (подрод *Actinocamax* и *Paractinocamax*) и *Goniotoothis* (подрод *Goniotoothis* и *Goniocamax*). В Крыму, на Северном Кавказе, Мангышлаке и в Копетдаге известны *Lewesiceras*, *Prionotropis*, *Scaphites*, *Baculites*, *Hyphanthoceras*. В Закавказье наряду с аммонитами родов *Acanthoceras*, *Prionotropis* встречаются рудисты *Durania*, *Radiolites*, *Sauvagesia*. В среднеазиатской провинции, кроме рудистов и устриц, распространены эдемичные формы аммонитов родов *Placentoceras* и *Metoicoceras*.

В туронском веке произошло дальнейшее расширение областей гумидного седиментогенеза и постепенное сглаживание термического режима. Наиболее низкие температуры существовали на денудационных равнинах Забайкалья и Восточных Саян, где наряду с хвойными росли умеренные широколиственные (Ясаманов, 1976). Широкое распространение теплолюбивых широколиственных лесов в европейской части СССР и в Сибири указывает на сравнительно теплые условия.

Развитие красноцветных осадков озерно-аллювиального и озерно-дельтового генезиса в Западной Сибири, в Тургае и Приаралье не может служить основанием для выделения зоны переменного-влажного климата. Красноцветные осадки бескарбонатные, олигомиктового и мономиктового типа и обогащены аутигенными минералами железа. Наряду с песками значительным распространением пользуются каолинит и углистое вещество. Осадки такого типа образовались в условиях равномерного увлажнения, но в своеобразных палеогеографических обстановках.

Значительная часть обломочного материала приносилась в море Западной Сибири с континента, где в условиях влажного и теплого климата продолжались процессы выветривания. Обводненность ландшафтов и энергичный плоскостной смыв способствовали размыву и переносу на значительные расстояния продуктов коррозирования. Наряду с ними с континента выносилось органическое вещество и осаждалось в прибрежной части морей, в озерах и широких поймах рек. На континенте из-за большого количества органических кислот в почвенных водах создавались условия для выноса железа, алюминия и кремнезема, а щелочная обстановка в прибрежной части способствовала вторичному связыванию алюминия и кремнезема в каолините. Свободные окислы железа при изменении pH среды служили основой для образования лептохлорита, шамозита и сидерита. Обогащенность окислами железа осадков озерно-аллювиальной и озерно-дельтовой равнины юго-востока Западной Сибири являлась причиной их красноцветности и пестроцветности. Вынос железа и образование лептохлоритовых и шамозитовых оолитовых руд происходил и на западном борту Западно-Сибирского морского бассейна.

Среди терригенных осадков Западной Сибири присутствует глауконит, свидетельствующий о сравнительно высоких температурах. На существование теплого климата указывает не только комплекс фауны средневропейского типа, но и большое распространение кокколитофорид, являвшихся обитателями теплого моря. Особенно велика роль кокколитофоридов в южных частях моря Русской платформы, где они играют породообразующую роль, а также в бассейнах Крыма и Кавказа.

В результате проведенных палеотермометрических исследований выяснилось существование нескольких термических зон. В морях Восточно-Европейской платформы среднегодовые температуры, установленные по белемнитам, колебались в пределах 13,4—17,4° в разных частях бассейна и на различных глубинах (Найдин и др., 1966; Тейс и др., 1973; Берлин и др., 1966, 1970). Аналогичные результаты получены и автором. Близкий термический режим характерен для Мангышлака и западных районов Средней Азии. На западе температуры колебались в пределах 14—16°C, а на востоке и юге Средней Азии — 16—18,3°C (см. рис. 15).

Южный тип фауны в Закавказье и широкое развитие таких организмов, как кораллы и рудисты, с одновременным существованием в более глубоководных частях моря средневропейских бен-

тосных форм и полное отсутствие среднеевропейских белемнитов позволяет заключить о тропическом термическом режиме. На это также указывает распространение экстракарбонатной формации и данные палеотермометрии. В Закавказье среднегодовые температуры приповерхностных частей морских вод колебались в пределах 21—27,5°C, в то время как на Северном Кавказе и в Крыму они не превышали 20,5°C.

В Центральном Казахстане, в Средней Азии и в Алтае-Саянской области происходило периодическое иссушение климата, обусловившее не только ксерофитный характер флоры, но и своеобразный состав осадков. Они накапливались в периодически пересыхающих водоемах и в лагунах. Присутствуют не только пролювиальные и пролювиально-делювиальные фации, фации временных потоков, но и эоловые. В Афгано-Таджикской, Алайской и Ферганской лагунах периодическое засоление приводило к формированию гипсоносных и доломитовых осадков, обогащенных терригенным материалом. Температуры морей Средней Азии были сравнительно высокими и достигали 20—24,5°C.

Коньякский век

В коньякском веке палеогеографические условия на Восточно-Европейской платформе оставались сходными с туронскими. Немного увеличилась площадь карбонатного осадконакопления. В Среднем Поволжье распространены как биогенные, так и хемогенные кремнистые образования (Кузнецова, 1974), которые в прибрежной части замещаются кварцево-глауконитовыми песками. В прибрежной зоне моря в Днепровско-Донецкой и Причерноморской впадинах формировались желваковые залежи фосфоритов.

На Карпатах, в Крыму и на Кавказе в условиях сравнительно глубоководного нормально-соленого моря отлагались известковистые и глинисто-известковистые осадки. Как и прежде, на юге Малого Кавказа продолжались вулканические извержения и изливались лавы основного состава, а на западе Закавказского срединного массива — щелочные базальты.

В пределах Туранского моря, как и ранее, накапливались мелководные известковые и глинисто-известковые осадки, а в Кызылкумах — песчано-глинистые олигомиктовые. Вновь разделились денудационной перемычкой Ферганский и Приташкентский бассейны. Первый представлял собой опресненный мелководный водоем, который временами полностью осушался и превращался в озерно-аллювиальную низменность. В его пределах накапливались красноцветные полимиктовые слабо карбонатные отложения. В пределах Приташкентской впадины существовала низменная озерно-аллювиальная равнина. В центральных частях ее накапливались полимиктовые песчано-алевритовые осадки, а в прибортовых частях — грубозернистые полимиктовые пески и галечники.

Балтийско-Уральская и Казахская низменные денудационные равнины с отдельными холмами разделялись Тургайской аккумуля-

тивной низменностью. О низменном рельефе денудационных поверхностей можно судить и по размерности обломочного материала, выносимого реками. В прибрежных частях почти неизвестны галечники и распространены лишь грубозернистые пески и алевриты. На территории Тургай и Мугоджар располагалась прибрежная озерно-дельтовая низменность, в центральной части сменяющаяся озерно-аллювиальной и аллювиальной. В ее пределах формировались песчано-глинистые осадки гумидного типа.

Море Западной Сибири по сравнению с туронским веком увеличилось за счет сокращения областей континентальной седиментации на юге и юго-востоке. В условиях нормально-соленого и мелководного моря накапливались опоки, опоковидные глины и диатомиты (кремнистая формация). В прибрежных участках они замещаются осадками песчано-глинистой олигомиктовой формации.

Геоботаническая зональность имела субширотное простираие. Островные поднятия Русской платформы и низменные денудационные поверхности (Балтийско-Уральская равнина) покрывались широколиственными лесами, в которых наряду с листопадными формами (*Betulaceae*, *Juglandaceae*, *Fagaceae*) принимали участие вечнозеленые *Myrica*, *Ulmaceae*, *Magnolia* и папоротники.

Низменности, расположенные на юге и востоке Западной Сибири, покрывались вечнозелеными субтропическими лесами с теплолюбивыми папоротниками в подлеске. В составе лесов принимали участие представители семейств *Ulmaceae*, *Aceraceae*, *Lauraceae*, *Proteaceae*, *Santalaceae*, *Myrtaceae*, *Myricaceae*, *Hamamelidaceae*, *Nyssaceae*, *Araliaceae*, а в подлеске — *Cyatheaceae*, *Dicksoniaceae* и *Gleicheniaceae*.

В центральных частях Казахстана, на Алтае-Саянской возвышенности и денудационных равнинах Средней Сибири располагались хвойно-широколиственные леса. Здесь росли дубы, каштаны, ореховые, клены, мирики и сосновые. На возвышенностях, а также в Забайкалье леса обеднялись за счет исчезновения ряда теплолюбивых покрытосеменных (Ясаманов, 1976). Юго-западное побережье Казахской равнины и возвышенности Средней Азии представляли редколесье из вечнозеленых того же состава, что и в туроне.

В коньякском веке климатические условия на территории Юга СССР не претерпели существенных изменений. Согласно распределению растительных ассоциаций и литогенетических формаций выделяется область равномерно-влажного климата с тремя термическими зонами: умеренно-теплой, субтропической и тропической. Область переменного-влажного теплого климата сократилась в размерах и сосредоточилась на юге Средней Азии (рис. 16).

Умеренно-теплые условия продолжали существовать на Сибирской платформе, в Забайкалье, в Алтае-Саянской области и на значительной части Казахстана. Растительность этих районов состояла из хвойно-широколиственных лесов с большим числом листопадных форм, а возвышенности покрывались сосново-еловыми

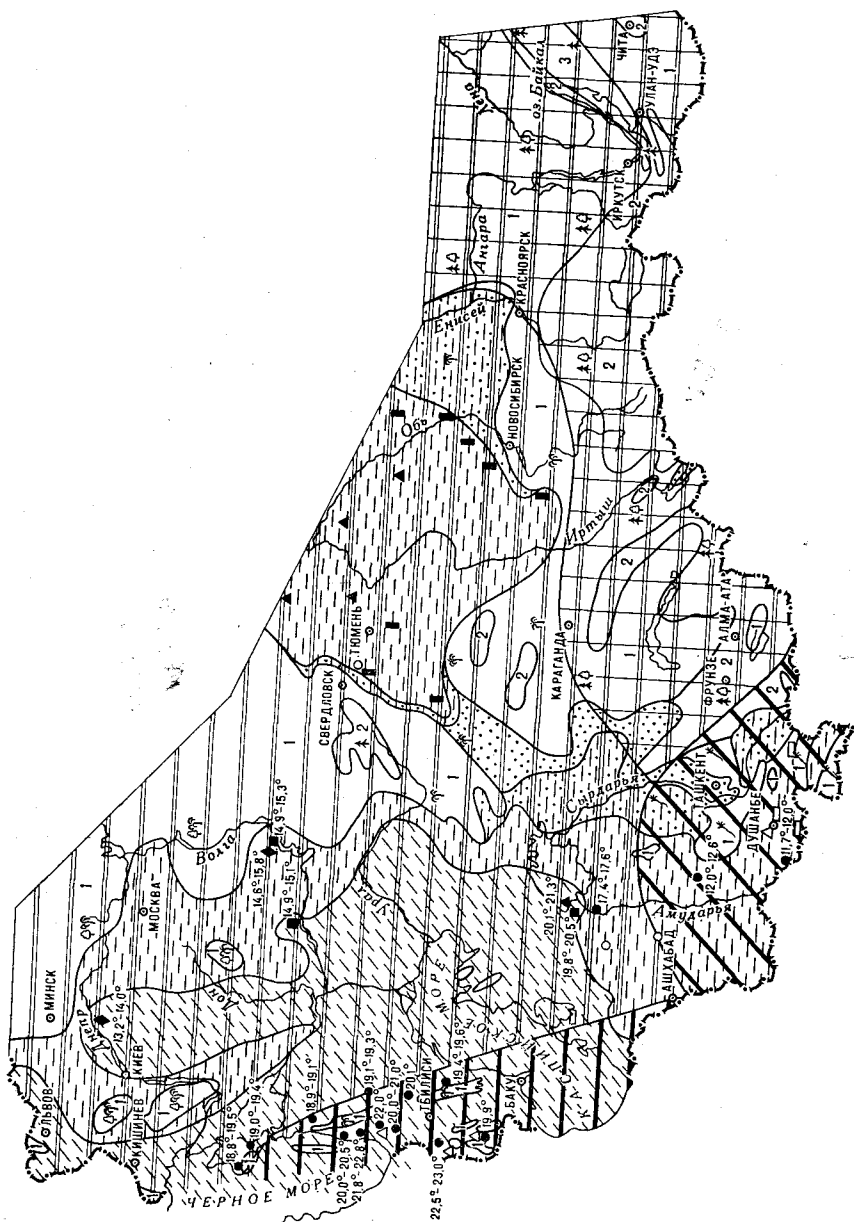


Рис. 16. Схематическая ландшафтно-климатическая карта коньякского века. Условные обозначения см. рис. 1

десами. Влаголюбивый характер растительности подчеркивается существованием папоротников и плауновых, иногда образующих самостоятельные заросли.

Низменности Западной Сибири, европейской части СССР, Северного Казахстана и Тургая покрывались влаголюбивыми вечнозелеными субтропическими лесами со значительным числом теплолюбивых папоротников в подлеске.

Большое количество кремнезема, поступавшего в морские бассейны, усваивалось организмами с кремневыми раковинами, мигрировавшими из Арктического бассейна. О понижении температур в море Западной Сибири по сравнению с тураном свидетельствует и своеобразный комплекс организмов, среди которых, в отличие от морей Восточно-Европейской платформы, преобладали эвритермные и сравнительно холоднлюбивые формы двусторчатых моллюсков и аммонитов.

На низменной денудационной суше в условиях теплого и влажного климата происходило химическое разложение пород и в бассейны седиментации поступали гидроокислы железа и кремнезем. Гидроокислы железа осаждались в прибрежной части моря и способствовали образованию лептохлорит-шамозитовых залежей как на западе, так и на востоке Западной Сибири.

В пределах морского бассейна Восточно-Европейской платформы выделяются мелководные (литоральная и сублиторальная) и сравнительно глубоководные (псевдоабиссальные) зоны. Для мелководной зоны характерно присутствие терригенно-известковистых осадков с примесью глауконита и своеобразный характер фауны. Здесь распространены организмы с толстой раковиной, а среди осадков много раковинного детрита и присутствуют пласты ракушечников.

В море Восточно-Европейской платформы в течение коньякского века происходило известковистое осадконакопление, иногда с примесью глинистых и алевитистых частиц. Распространение на восточном побережье кремнистых осадков объясняется развитием процессов коробразования и выносом кремнезема с денудационных поверхностей.

Расширение площадей известковистого осадконакопления на европейской части СССР вызвано не столько аридизацией климата (Синицын, 1966), сколько наличием низменных почти плоских участков суши с ограниченным поступлением обломочного материала, большим влиянием теплых бассейнов Тетиса и сравнительно высокими температурами.

Теплые климатические условия в бассейнах Восточно-Европейской платформы, Закаспия и запада Средней Азии позволяли широко расселиться теплолюбивой фауне. На южной периферии наряду со средневропейскими организмами встречаются средиземноморские, но в северном направлении их значение и количество уменьшается. Различия в температурном режиме между южными и центральными районами Восточно-Европейской платформы хорошо фиксируются по ареалу развития белемнитовой фауны (Най-

дин, 1954; Али-Заде, 1972). В центральных районах Русской платформы среднегодовые температуры колебались в пределах $+13,2—15,8^{\circ}\text{C}$, но на юге, а также в Крыму и на Северном Кавказе они повышались до 20°C . Близкий термический режим установлен и для Приаралья, где средние температуры колебались в пределах $+17—21,3^{\circ}\text{C}$.

Более высокий термический режим существовал в Северном Закавказье, где максимальные температуры достигали 22°C . Для бассейна характерно присутствие наряду со средневропейской бентосной фауной иноцерамов, рудистов и кораллов, а также аммонитов Индо-Африканской палеобиогеографической области (А. Л. Цагарели, 1954 г.). Массовое распространение тропической фауны свойственно бассейнам Малого Кавказа, в которых среднегодовые температуры колебались в пределах $20—23^{\circ}\text{C}$.

Переменно-влажные теплые климатические условия существовали на юге Средней Азии. На континентальных пространствах растительный покров был в значительной степени разреженным и большую роль играли засухоустойчивые ассоциации, особенно покрытосеменные. Полностью отсутствовали папоротники и другие влаголюбивые формы. Области осадконакопления представляли собой мелководные моря, в которые тонкий терригенный материал с выровненных низменных участков суши поставлялся временными речными потоками. Широко распространены как карбонатные, так и терригенные полимиктовые красноцветные осадки. Температура морских бассейнов установлена по раковинному веществу, нормально-соленых организмов, проникавших при установлении связи с открытыми морями. Приповерхностные воды были теплыми и их среднегодовая температура достигала 19°C .

Сантонский век

В сантонском веке произошло некоторое расширение моря Восточно-Европейской платформы, особенно на востоке, и увеличение его глубины. Возник меридиональный пролив в Предуралье, соединивший Арктический бассейн с морем Восточно-Европейской платформы. Найденные остатки морской фауны в районе г. Красноуфимска свидетельствуют также о существовавшей связи с морем Западной Сибири.

На территории платформы большим распространением пользуются мел, мелоподобные известняки и карбонатные глины, в зависимости от количества которых выделяются слабо карбонатная и глинисто-карбонатная формации. В центральных частях моря распространены мелоподобные осадки с планктонными фораминиферами и тонкостенной фауной, указывающие на большие глубины. В мелководных зонах известковые осадки обогащены алевритовым и песчаным материалом и присутствуют многочисленные желваки, стяжения и гальки фосфоритов. Только в Волжском бассейне и в Подмосковье продолжалось кремнеобразование, вызванное при-

током холодных вод из Арктического бассейна и поступлением свободного кремнезема с областей размыва.

По сравнению с коньякским веком области размыва, расположенные на Украинском массиве, расширились и представляли собой низменную денудационную равнину. Низменная денудационная равнина с отдельно возвышающимися холмами и увалами ограничивала морской бассейн с севера (рис. 17).

В течение сантонского века в Предкавказье и на Северном Кавказе накапливались известковые осадки, в западных частях обогащенные глинистым материалом. Как и прежде, на Карпатах происходило образование терригенного флиша, а в Закарпатье — известково-глинистых осадков.

В осевой части Большого Кавказа располагались низменные острова, к югу от которых находился флишевый трог, в свою очередь отграниченный от эпиконтинентальных бассейнов Закавказья кордильерами. В флишевом бассейне формировались известковые осадки, в ряде мест обогащенные песчаным и алевритовым материалом (терригенно-карбонатный флиш Новороссийского синклинория). На территории Закавказского срединного массива отлагались тонкие известковые илы, и лишь на западе продолжались подводные вулканические излияния. Вулканическая деятельность на Малом Кавказе ослабла. Вулканогенно-осадочные образования известны в Прикуринской и на севере Сомхето-Карабахской зон. В остальных частях Малого Кавказа происходило образование экстракарбонатной формации, осадки которой вблизи островных поднятий обогащены терригенным материалом.

На западе Туранского моря распространены глинисто-известковые осадки, а на востоке — песчано-глинистые олигомиктовые. Терригенный материал поступал в бассейн с областей размыва, расположенных в восточной части Средней Азии. В восточном направлении Туранское море мелело и зоной мелководья или архипелагом низких островов граничило с Афгано-Таджикским бассейном. В его пределах в начале сантона воды имели нормальную соленость и отлагались известковые осадки с примесью терригенного материала; позднее соленость в нем увеличилась и начали осаждаться глинистые илы с гипсом. Аналогичные осадки распространены в Алайской впадине. В Ферганской впадине в условиях низменной озерно-аллювиальной равнины формировались песчано-глинистые полимиктовые слабо карбонатные красноцветные осадки.

Прибрежная низменная озерно-дельтовая и озерно-аллювиальная равнина занимала Сырдарьинскую, Приташкентскую впадины и Тургайский прогиб, где распространены песчано-глинистые отложения олигомиктового состава. Грубость материала возрастает в восточном направлении в сторону Казахской денудационной суши. Широким распространением пользуются фации обводненных ландшафтов (озерные, пойменные, старичные, русловые, озерно-болотные), но угленакопление отсутствует.

На большей части Западной Сибири располагалось относительно мелкое море, крупными заливами вдающееся в Тургай-

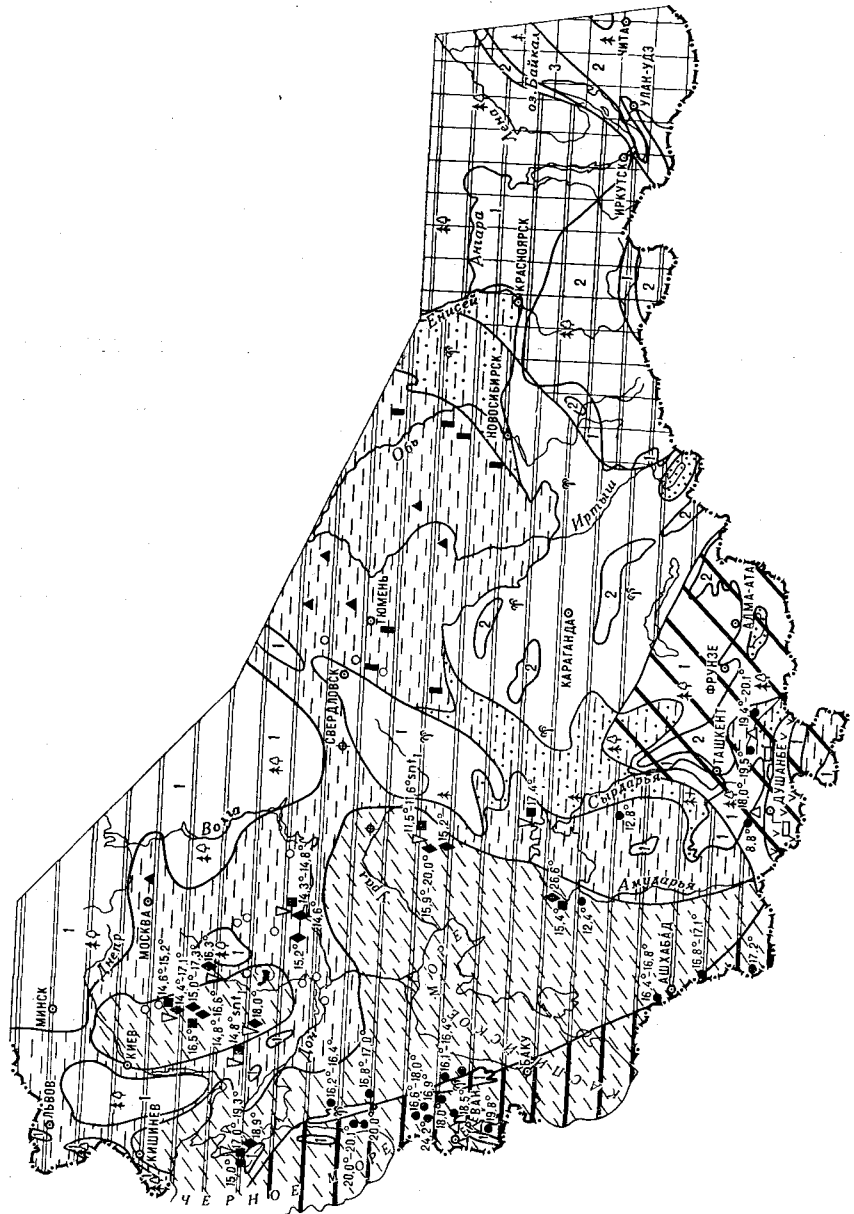


Рис. 17. Схематическая ландшафтно-климатическая карта сantonского века. Условные обозначения см. рис. 1

скую низменность, в пределы Омского Прииртышья и Салаира. В центральных частях моря осаждались кремнистые осадки (кремнистая формация) с примесью известкового материала и с остатками двусторчатых моллюсков и водорослей. В прибрежной части накапливались кварцево-глауконитовые, кварцевые пески и алевролиты и каолинитово-монтмориллонитовые глины со стяжениями сидерита и фосфорита. Вблизи западного и восточного побережья распространены оолитовые гидрогетит-лептохлорит-сидеритовые руды (см. рис. 17).

Низменная прибрежная озерно-дельтовая равнина занимала территорию Чулымо-Енисейской впадины и Приенисейскую часть Западной Сибири. Речные водотоки текли с денудационных поверхностей Сибирской платформы, рельеф которой был низменным и сильно выровненным, и с Алтае-Саянской области. Последняя, так же как и Прибайкалье, характеризовалась возвышенным и, возможно, расчлененным рельефом.

В сantonском веке лесная формация умеренного типа произрастала в Западном Прибайкалье и в Забайкалье. Растительность состояла из *Pinus*, *Cedrus*, *Abies*, *Picea*, *Cupressaceae*, таксодиевых, дубовых и березовых.

Острова европейской части СССР покрывались смешанными хвойно-широколиственными лесами. Вместе с сосновыми и еловыми здесь росли кипарисовые, таксодиевые, березовые, каштановые и дубовые.

Низменности Западной Сибири, Урала, Казахстана заняты вечнозелеными субтропическими лесами. Аналогичная растительность росла на возвышенностях Северного Кавказа. В составе вечнозеленых лесов принимали участие *Lauraceae*, *Proteaceae*, *Santalaceae*, *Myrtaceae*, *Muricaceae*, *Hamamelidaceae*, *Nyssaceae*, *Anacardiaceae*, *Araliaceae*. Папоротники семейств *Cyatheaceae*, *Gleicheniaceae*, *Schizaeaceae* слагали отдельные заросли в поймах рек и на берегах озер.

Хвойные и папоротниковые произрастали в береговой зоне моря Восточно-Европейской платформы. Южные районы Казахстана, Средней Азии покрывались растительностью обедненного состава с ксерофитами.

В сantonском веке на юге Русской платформы, в Крыму, в Северном Закавказье, в Закаспии и Западной Туркмении преобладали среднеевропейские морские организмы. Широко распространены иноцерамы, а из аммонитов встречаются *Gaudryceras*, *Eurachydiscus*, единичные актинокамаксы и белемнителлы и гониоакмаксы. В то же время на Малом Кавказе белемниты отсутствуют, а среди аммонитовой фауны, кроме *Gaudryceras*, присутствуют *Hamites*, *Baculites*, *Nowakites*, а также многочисленные рудисты родов *Biradiolites*, *Praeradiolites*, *Spaerulites*, *Sauvagesia*, *Durania*.

В Афгано-Таджикской впадине и на юго-западе Гиссара наряду с устрицами большим распространением пользовались рудисты *Apricardia*, *Gyropleura*, *Bourkonia*, *Biradiolites*, *Praeradiolites*.

tes, Spaerulites, Sauvagesia, Durania, аммониты рода *Stantonoceras* и двустворчатые моллюски.

Денудационные ландшафты Сибирской платформы, Забайкалья и Алтае-Саянской области развивались в условиях гумидного умеренно-теплого климата (Ясаманов, 1976). На низменностях Средней Сибири произрастали умеренно-теплые леса с большим количеством листопадных форм и с небольшой примесью субтропических. Роль последних в западном направлении увеличивалась.

Европейская часть СССР, Урал, Западная Сибирь и значительная часть Казахстана располагались в зоне равномерно-влажного сравнительно теплого климата (см. рис. 17). Для центральных и южных районов Восточно-Европейской платформы и запада Средней Азии характерен известковый тип осадконакопления, а для Западной Сибири — кремнисто-глинистый. В небольших масштабах кремнеобразование происходило в Подмосковном и Волжском бассейнах. В мелководных условиях формировались желваковые залежи фосфоритов.

По данным В. М. Сеницына (1966), при малом содержании кремнезема в природных водах и высокой его растворимости растворы могут достигать пересыщения только при аридизации климата. Исходя из этого делается вывод, что широко распространенное кремнеобразование в сантонском веке отвечает максимуму аридизации. Однако этому противоречит присутствие на юге Западной Сибири влаголюбивых субтропических растений, среди которых необходимо отметить протейные, санталовые, мириковые и большое количество мезофильных и гигрофильных папоротников.

Небольшое содержание в осадках органического вещества является не признаком аридизации, а результатом быстрого его уничтожения в условиях высокой температуры на континенте. Континентальные пространства этого времени были почти плоскими и в бассейны седиментации поступал лишь тонкий терригенный материал. Широким распространением пользовались фации увлажненных ландшафтов, такие, как озерные, озерно-болотные, пойменные, старичные и русловые. Освобожденное в процессе выветривания железо аккумуляровалось в слабо щелочных условиях в прибрежной части морского бассейна и служило основой для образования многочисленных залежей оолитовых железных руд. Свободный кремнезем как в растворенном, так и во взвешенном состоянии приносился речными потоками. Часть его усваивалась радиоляриями, губками и диатомеями, проникшими в море Западной Сибири из Арктического бассейна, а часть осаждалась.

С низменности Урала в бассейн наряду с железом и кремнеземом поступал и фосфор, значительная часть которого откладывалась в прибрежных зонах моря, создавая желваковые залежи.

Температура Западно-Сибирского моря, судя по составу фауны и присутствию глауконита, была сравнительно высокой и не опускалась ниже $+15^{\circ}\text{C}$ (Гольберт и др., 1968; Ясаманов, 1976).

Однако периодическое проникновение с севера холодных вод приводило к понижению термического режима. На прилегающих континентальных пространствах температура была высокой, что позволяло развиваться субтропической растительности.

Аналогичные условия существовали на Восточно-Европейской платформе и способствовали кремнеобразованию в северной периферической части. Плоский и низменный рельеф Балтийско-Уральской и Украинской суши, вблизи которых распространены кремнистые осадки и фосфориты, и влажный и сравнительно теплый климат благоприятствовали освобождению кремнезема и фосфора и их миграции. Осаждение кремнистых осадков происходило в момент установления широкой связи с Арктическим бассейном через меридиональный пролив в Предуралье.

На юге температуры постепенно повышались и это способствовало осаждению известковых осадков, в которых порообразующую роль играют кокколитофориды. Несколько более умеренные климатические условия на Восточно-Европейской платформе подтверждаются составом растительных ассоциаций.

Проведенные палеотермометрические исследования позволили не только установить температурный режим, но и выявить термическую зональность. Температуры моря Восточно-Европейской платформы в раннем сантоне оказались сравнительно низкими, особенно на северо-востоке, где они колебались в пределах $10,8$ — $12,9^{\circ}\text{C}$; южнее они постепенно повышались и достигали порядка 15°C .

В позднем сантоне термический режим оказался более высоким. В центральных областях Восточно-Европейской платформы температуры колебались в пределах $+14,8$ — 16°C , в Крыму $+15,0$ — $19,3^{\circ}\text{C}$, на Северном Кавказе $+16,2$ — $17,6^{\circ}\text{C}$, в Предуралье $+15$ — 20°C , а в Закаспии $+12,4$ — $15,4^{\circ}\text{C}$. Причем для Закаспия получены и более высокие значения, достигающие $26,6^{\circ}\text{C}$. Однако столь высокая температура, как свидетельствуют фактические данные, не является характерной для бассейна и была определена по организмам, обитавшим в литоральной части моря. В западных районах Средней Азии температуры достигали $17,5^{\circ}\text{C}$. Полученные результаты сходны с данными изотопной палеотермометрии. Так, согласно исследованиям Р. В. Тейс и Д. Н. Найдина, в раннем сантоне изотопные температуры, установленные по ростам белемнитов в Ульяновском Поволжье, колебались в пределах $10,8$ — $14,6^{\circ}\text{C}$, в Саратовском Поволжье достигали $14,6^{\circ}\text{C}$, в районе Курска $14,6^{\circ}\text{C}$ (Найдин и др., 1966, 1972; Тейс и др., 1969, 1973). В этих же районах в позднем сантоне произошло повышение температур до $17,3^{\circ}\text{C}$ в районе Курска, до 18°C — в районе Ворошиловграда и до $16,8^{\circ}\text{C}$ в районе Воронежа.

Широкое развитие экстракарбонатной формации в Закавказье и состав органического мира, особенно присутствие кораллов и рудистов, свидетельствуют о высоких температурах. Лишь в раннем сантоне температуры были сравнительно низкими. Так, по раковинному веществу иноцерама из Закавказья была получена температура $9,5^{\circ}\text{C}$, что позволяет предполагать о существовании

температур на поверхности не ниже 14—15°C. В позднем сантоне максимальные температуры морских вод Малого Кавказа достигали 24—25°C.

Переменно-влажные условия существовали в Южном Казахстане и на востоке Средней Азии. По сравнению с более северными районами растительный покров был разреженным и континентальные ландшафты напоминали саванну. Среди широколиственных роль влаголюбивых форм незначительна. Много ксерофитов и растений, переносящих периодические засухи (Синицын, 1966).

В континентальных условиях накапливались пестроцветные и красноцветные слабо карбонатные песчано-глинистые полимиктовые осадки. Наряду с гидрослюдами и монтмориллонитом встречается палыгорскит. В морских бассейнах происходило известковое осадконакопление и развивалась нормально-соленая фауна. Однако периодически соленость нарушалась и при засолении осаждались доломиты, гипсы и ангидриты.

Температура морского бассейна в Афгано-Таджикской, Алайской и Ферганской впадинах, исходя из состава теплолюбивой фауны, особенно по присутствию рудистов, считается высокой. По раковинному веществу двустворчатых моллюсков, обитавших на глубинах около 50 м, получены температуры порядка 18—20°C.

Кампанский век

В течение кампанского века происходит постепенное сокращение моря Восточно-Европейской платформы. Подмосковный бассейн прекратил свое существование и превратился в низменную денудационную равнину. Возросла площадь Балтийско-Уральской денудационной суши. Последняя представляла собой низменность с отдельными возвышенностями и выровненными холмами и рассекалась речными долинами. Замыкание меридионального пролива в Предуралье способствовало повышению термического режима вод. Одновременно с этим произошло проникновение теплых вод через Тургайский пролив в Западно-Сибирское море.

Области денудации обрамлялись шлейфом терригенных осадков (полимиктовая песчано-глинистая формация). Из-за большого количества тонкого терригенного материала, поступавшего в бассейн, на территории Восточно-Европейской платформы образовались глинисто-карбонатные осадки.

В кампанском веке в Крыму, на Карпатах и на Кавказе произошла трансгрессия и сократились размеры островов. Почти не изменилась обстановка и характер осадков в Карпатском и Крымском бассейнах. На Северном Кавказе накапливались глинисто-известковистые осадки, а в флишевом прогибе — глинисто-карбонатный и карбонатный флиш. Большим распространением на Северном Кавказе и в Северном Закавказье пользуются пелитоморфные и органогенно-детритовые известняки (слабо карбонатная

формация). Вулканическая деятельность на западе Закавказского срединного массива ослабла и в осадках уменьшилось количество пирокластического материала. На Малом Кавказе формировались органогенные, органогенно-обломочные и оолитово-детритовые известняки, в которых породообразующую роль играют устрицы, брахиоподы и рудисты (экстракарбонатная формация). Широкое распространение стеногалинной фауны в морях европейской части СССР свидетельствует о нормальном солевом и газовом режиме.

Палеогеографическая обстановка в Средней Азии изменилась. Море трансгрессировало на восток и на север. Существовавшие ранее мелководные лагуны получили широкую связь с открытым морем и в их пределах установился нормально-соленый режим. Вместе с тем сократился объем терригенных образований. На Мангышлаке накапливались известковые осадки, на западе Туркмении — глинисто-известковые, а на востоке Средней Азии, в том числе в Афгано-Таджикской и Алайской впадинах и на Памире, — известковые органогенные. Терригенное осадконакопление характерно для северо-восточных окраин моря Средней Азии (Кызылкумский бассейн). Под уровень моря погрузилась значительная часть Сырдарьинской, Приташкентской и Чуйской впадин. Только в Ферганской впадине и на юго-востоке Тургая осадконакопление происходило в континентальных условиях. Здесь существовали низменные равнины с разветвленной речной сетью и многочисленными, временами пересыхающими, озерными водоемами. Низменности обрамлялись денудационными равнинами, местами возвышенными, с которых обломочный материал выносился временными потоками.

В кампанском веке многочисленные мелкие заливы, располагавшиеся на юге и на севере Тургая, значительно расширились и во второй половине века произошло соединение южных морей с Западно-Сибирским. В Приаралье формировались олигомиктовые и полимиктовые песчано-глинистые формации, состоящие из кварцево-глауконитовых разнозернистых песков, глауконитово-полевошпатово-кварцевых песков, гравелитов и полиминеральных глин. В северной части Тургайского прогиба накапливались глинисто-известковистые осадки, но глубина моря была незначительной, так как встречается большое количество устриц и другой мелководной фауны с толстой раковиной.

В кампанском веке произошло расширение Западно-Сибирского моря и, соответственно, области формирования кремнистой формации. В прибрежных участках отлагались опоки, опоковидные глины и глины бейделлитово-гидрослюдистого состава с остатками двустворчатых моллюсков, фораминифер, радиолярий, губок и диатомовых водорослей. Континентальное осадконакопление происходило на юго-востоке Западной Сибири в условиях прибрежной низменности. Пески и глинистые алевролиты имеют кварцево-полевошпатовый состав и сцементированы каолинитом. Большим распространением пользуются полиминеральные глины, а в конце кампана — каолинитовые. Осадки обогащены растительным дет-

ритом и аутигенными минералами железа. Континентальные отложения объединены в полимиктовую и олигомиктовую песчано-глинистую формации.

Как и в более ранние века позднемиоценовой эпохи, значительные пространства Казахстана, Алтае-Саянской области, Сибирской платформы и Забайкалья являлись областями сноса. Здесь располагались низменные и возвышенные денудационные равнины (рис. 18). Обломочный материал выносился постоянными водотоками и поступал в моря Западной Сибири и Средней Азии, а также в сравнительно мелкие межгорные впадины.

Не претерпела существенных изменений в кампанском веке геоботаническая зональность, за исключением качественного состава растительности на европейской части СССР и на востоке Средней Азии. На европейской части СССР были распространены вечнозеленые субтропические леса. В восточной половине Средней Азии, на низменностях, примыкающих к морскому бассейну, располагалось ксерофильное редколесье из вечнозеленых растений.

В морских бассейнах Восточно-Европейской платформы и Закаспия обитали *Discoscaphites*, *Pachydiscus*, *Hoplitoplacenticeras*, *Bostrychoceras*, *Acanthoscaphites*, иноцерамы и белемнителлы. Для Крыма и Северного Кавказа характерны *Hauericeras*, *Bostrychoceras*, *Acanthoscaphites*, *Hoplitoplacenticeras* и южные формы *Pseudoschloenbachia*, *Eupachydiscus*.

Смешанный состав имеет комплекс иноцерамов. Широко распространены белемнителлы, а *Belemnitella mucronata* проникали в бассейны Карпат и Закавказья. В Закавказье и в Западном Копетдаге, кроме того, обитали *Eupachydiscus*, *Pseudokosmaticeras*, *Tetragonites*, *Hauericeras*, *Brahmaites*, *Menuites* и рудисты. В Закавказье оформился своеобразный комплекс белемнителл, состоящий из многих подвидов и разновидностей *Belemnitella mucronata*. Небольшой размер ростров являлся результатом приспособления их к не совсем благоприятным условиям более теплого климата (Найдин, 1954).

Наиболее низкие температуры существовали на Сибирской платформе, в Забайкалье и в Алтае-Саянской области. Отсутствие коррелятивных осадков не позволяет уверенно установить климатические условия. Однако в близрасположенных седиментационных бассейнах обнаружены спорово-пыльцевые комплексы, не свойственные данным ландшафтам и, по-видимому, принесенные с возвышенных денудационных поверхностей. Исходя из этого, можно предполагать, что в их пределах произрастали смешанные влаголюбивые леса, состоящие из умеренно-теплых хвойных и листопадных. При приближении к Западно-Сибирскому морю в составе лесов появлялись теплолюбивые формы. Особенно велика их роль в озерно-дельтовой прибрежной низменности и на низменных денудационных равнинах Северного и Центрального Казахстана.

Большое развитие в Западно-Сибирском море имели прибрежные песчано-глинистые осадки, обогащенные глауконитом, лепто-

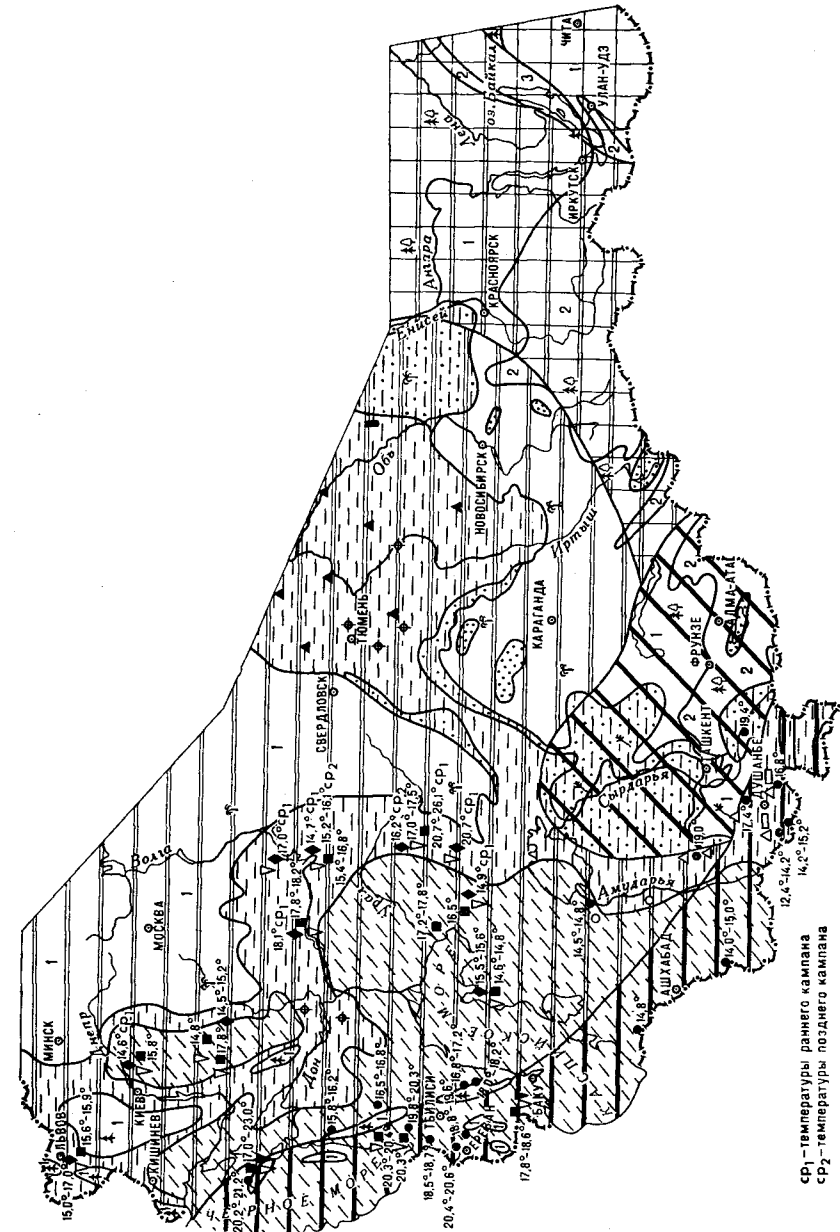


Рис. 18. Схематическая ландшафтно-климатическая карта кампанского века. Условные обозначения см. рис. 1

температур на поверхности не ниже 14—15°C. В позднем сантоне максимальные температуры морских вод Малого Кавказа достигали 24—25°C.

Переменно-влажные условия существовали в Южном Казахстане и на востоке Средней Азии. По сравнению с более северными районами растительный покров был разреженным и континентальные ландшафты напоминали саванну. Среди широколиственных роль влаголюбивых форм незначительна. Много ксерофитов и растений, переносящих периодические засухи (Синицын, 1966).

В континентальных условиях накапливались пестроцветные и красноцветные слабо карбонатные песчано-глинистые полимиктовые осадки. Наряду с гидрослюдами и монтмориллонитом встречается палыгорскит. В морских бассейнах происходило известковое осадконакопление и развивалась нормально-соленая фауна. Однако периодически соленость нарушалась и при засолении осаждались доломиты, гипсы и ангидриты.

Температура морского бассейна в Афгано-Таджикской, Алайской и Ферганской впадинах, исходя из состава теплолюбивой фауны, особенно по присутствию рудистов, считается высокой. По раковинному веществу двустворчатых моллюсков, обитавших на глубинах около 50 м, получены температуры порядка 18—20°C.

Кампанский век

В течение кампанского века происходит постепенное сокращение моря Восточно-Европейской платформы. Подмосковный бассейн прекратил свое существование и превратился в низменную денудационную равнину. Возросла площадь Балтийско-Уральской денудационной суши. Последняя представляла собой низменность с отдельными возвышенностями и выровненными холмами и рассекалась речными долинами. Замыкание меридионального пролива в Предуралье способствовало повышению термического режима вод. Одновременно с этим произошло проникновение теплых вод через Тургайский пролив в Западно-Сибирское море.

Области денудации обрамлялись шлейфом терригенных осадков (полимиктовая песчано-глинистая формация). Из-за большого количества тонкого терригенного материала, поступавшего в бассейн, на территории Восточно-Европейской платформы образовались глинисто-карбонатные осадки.

В кампанском веке в Крыму, на Карпатах и на Кавказе произошла трансгрессия и сократились размеры островов. Почти не изменилась обстановка и характер осадков в Карпатском и Крымском бассейнах. На Северном Кавказе накапливались глинисто-известковистые осадки, а в флишевом прогибе — глинисто-карбонатный и карбонатный флиш. Большим распространением на Северном Кавказе и в Северном Закавказье пользуются пелитоморфные и органогенно-детритовые известняки (слабо карбонатная

формация). Вулканическая деятельность на западе Закавказского срединного массива ослабла и в осадках уменьшилось количество пирокластического материала. На Малом Кавказе формировались органогенные, органогенно-обломочные и оолитово-детритовые известняки, в которых породообразующую роль играют устрицы, брахиоподы и рудисты (экстракарбонатная формация). Широкое распространение стеногалинной фауны в морях европейской части СССР свидетельствует о нормальном солевом и газовом режиме.

Палеогеографическая обстановка в Средней Азии изменилась. Море трансгрессировало на восток и на север. Существовавшие ранее мелководные лагуны получили широкую связь с открытым морем и в их пределах установился нормально-соленый режим. Вместе с тем сократился объем терригенных образований. На Мангышлаке накапливались известковые осадки, на западе Туркмении — глинисто-известковые, а на востоке Средней Азии, в том числе в Афгано-Таджикской и Алайской впадинах и на Памире, — известковые органогенные. Терригенное осадконакопление характерно для северо-восточных окраин моря Средней Азии (Кызылкумский бассейн). Под уровень моря погрузилась значительная часть Сырдарьинской, Приташкентской и Чуйской впадин. Только в Ферганской впадине и на юго-востоке Тургай осадконакопление происходило в континентальных условиях. Здесь существовали низменные равнины с разветвленной речной сетью и многочисленными, временами пересыхающими, озерными водоемами. Низменности обрамлялись денудационными равнинами, местами возвышенными, с которых обломочный материал выносился временными потоками.

В кампанском веке многочисленные мелкие заливы, располагавшиеся на юге и на севере Тургай, значительно расширились и во второй половине века произошло соединение южных морей с Западно-Сибирским. В Приаралье формировались олигомиктовые и полимиктовые песчано-глинистые формации, состоящие из кварцево-глауконитовых разнозернистых песков, глауконитово-полевошпатово-кварцевых песков, гравелитов и полиминеральных глин. В северной части Тургайского прогиба накапливались глинисто-известковистые осадки, но глубина моря была незначительной, так как встречается большое количество устриц и другой мелководной фауны с толстой раковиной.

В кампанском веке произошло расширение Западно-Сибирского моря и, соответственно, области формирования кремнистой формации. В прибрежных участках отлагались опоки, опоковидные глины и глины бейделлитово-гидрослюдистого состава с остатками двустворчатых моллюсков, фораминифер, радиолярий, губок и диатомовых водорослей. Континентальное осадконакопление происходило на юго-востоке Западной Сибири в условиях прибрежной низменности. Пески и глинистые алевролиты имеют кварцево-полевошпатовый состав и сцементированы каолинитом. Большим распространением пользуются полиминеральные глины, а в конце кампана — каолинитовые. Осадки обогащены растительным дет-

ритом и аутигенными минералами железа. Континентальные отложения объединены в полимиктовую и олигомиктовую песчано-глинистую формации.

Как и в более ранние века позднемиоценовой эпохи, значительные пространства Казахстана, Алтае-Саянской области, Сибирской платформы и Забайкалья являлись областями сноса. Здесь располагались низменные и возвышенные денудационные равнины (рис. 18). Обломочный материал выносился постоянными водотоками и поступал в моря Западной Сибири и Средней Азии, а также в сравнительно мелкие межгорные впадины.

Не претерпела существенных изменений в кампанском веке геоботаническая зональность, за исключением качественного состава растительности на европейской части СССР и на востоке Средней Азии. На европейской части СССР были распространены вечнозеленые субтропические леса. В восточной половине Средней Азии, на низменностях, примыкающих к морскому бассейну, располагалось ксерофильное редколесье из вечнозеленых растений.

В морских бассейнах Восточно-Европейской платформы и Закаспия обитали *Discoscaphites*, *Pachydiscus*, *Hoplitoplacenticeras*, *Bostrychoceras*, *Acanthoscaphites*, иноцерамы и белемнителлы. Для Крыма и Северного Кавказа характерны *Hauericeras*, *Bostrychoceras*, *Acanthoscaphites*, *Hoplitoplacenticeras* и южные формы *Pseudoschloenbachia*, *Eupachydiscus*.

Смешанный состав имеет комплекс иноцерамов. Широко распространены белемнителлы, а *Belemnitella mucronata* проникали в бассейны Карпат и Закавказья. В Закавказье и в Западном Копетдаге, кроме того, обитали *Eupachydiscus*, *Pseudokosmatoceras*, *Tetragonites*, *Hauericeras*, *Brahmaites*, *Menuites* и рудисты. В Закавказье оформился своеобразный комплекс белемнителл, состоящий из многих подвидов и разновидностей *Belemnitella mucronata*. Небольшой размер ростров являлся результатом приспособления их к не совсем благоприятным условиям более теплого климата (Найдин, 1954).

Наиболее низкие температуры существовали на Сибирской платформе, в Забайкалье и в Алтае-Саянской области. Отсутствие коррелятивных осадков не позволяет уверенно установить климатические условия. Однако в близрасположенных седиментационных бассейнах обнаружены спорово-пыльцевые комплексы, не свойственные данным ландшафтам и, по-видимому, принесенные с возвышенных денудационных поверхностей. Исходя из этого, можно предполагать, что в их пределах произрастали смешанные влаголюбивые леса, состоящие из умеренно-теплых хвойных и листопадных. При приближении к Западно-Сибирскому морю в составе лесов появлялись теплолюбивые формы. Особенно велика их роль в озерно-дельтовой прибрежной низменности и на низменных денудационных равнинах Северного и Центрального Казахстана.

Большое развитие в Западно-Сибирском море имели прибрежные песчано-глинистые осадки, обогащенные глауконитом, лепто-

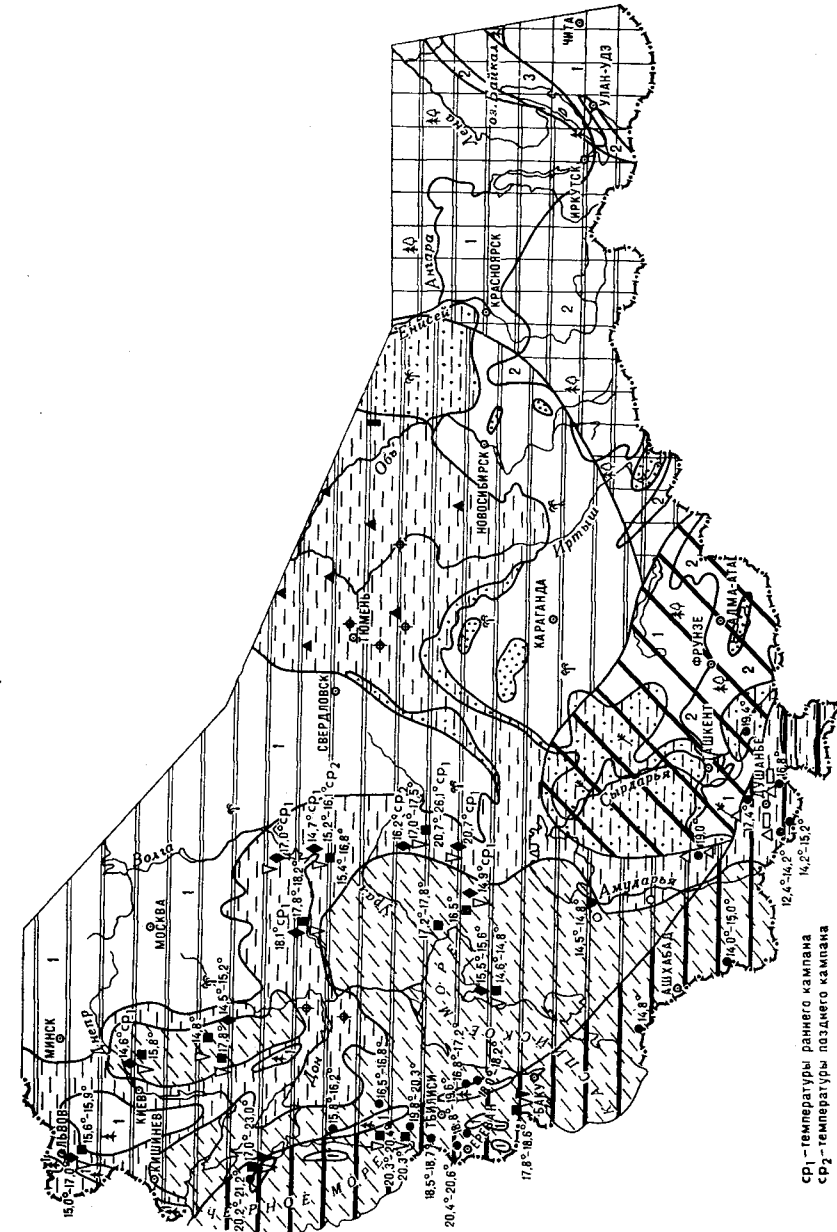


Рис. 18. Схематическая ландшафтно-климатическая карта кампанского века. Условные обозначения см. рис. 1

хлоритом и шамозитом, и пелагиальные кремнистые отложения. Обогащению морских осадков железом и кремнеземом способствовало выветривание и освобождение в большом количестве этих элементов на суше.

Данные по литологическому составу осадков и результаты палеотермометрии свидетельствуют о сравнительно низких температурах в Западно-Сибирском море. Определения температур по центральным частям бассейна отсутствуют ввиду плохой сохранности раковинного вещества в ископаемом состоянии. Согласно данным Д. П. Найдина и др. (1966), среднегодовые температуры по рострам белемнитов в бассейне р. Сына (восточный склон Приполярного Урала) в конце сантона и в раннем кампане достигали 12°C. По мелким белемнитам рода актинокамакс, являвшихся обитателями мелководных хорошо прогреваемых участков моря, получены более высокие результаты, достигающие 15,6°C. Вместе с тем в Эмбенском районе температуры в конце сантона и в кампане были значительно выше. По мелким белемнитам они равнялись 18,7°C, а по парактинокамаксам 19,2°C.

В связи с низким термическим режимом в море Западной Сибири мигрировали и широко расселились относительно холоднолюбивые формы Арктического бассейна, главным образом, диатомеи и радиолярии. Именно в это время наибольшим развитием пользуются кремнистые осадки. Их образованию способствовало не только наличие холодных течений с севера и большое количество кремне содержащих организмов, но и значительное поступление кремнезема с суши.

Биогенному осаждению кремнезема в широких масштабах благоприятствовали холодные течения. Уменьшение числа видов наблюдается в меридиональном направлении. На северо-западе, по данным А. В. Гольберта и др. (1968), количество видов диатомей достигает 100 и снижается до 20—30 в юго-западном направлении. На западе известно около 60 видов диатомей, в то время как в центральных и в восточных районах всего 5—6 видов.

Соединение Западно-Сибирского моря с южными способствовало повышению температуры и распространению теплых течений к северу. Северные холодные течения проходили вдоль Уральской равнины и проникали через Тургайский пролив в Приаралье, а теплые распространялись вдоль северного побережья Казахской суши и запада Сибирской платформы. В позднем кампане температуры в районе р. Аят достигали 18—18,5°C. Исходя из фактических данных, можно заключить, что в кампанском веке для Западно-Сибирского моря и прилегающих низменностей и равнин свойствен равномерно-влажный климат, близкий к субтропическому.

В центральных частях Восточно-Европейской платформы располагалась обширная низменная денудационная равнина с небольшими увалистыми возвышенностями. Она покрывалась теплолюбивой и влаголюбивой растительностью с вечнозелеными субтропическими и тропическими формами.

По литологическому составу осадков выделяются литоральная, сублиторальная и псевдоабиссальная зоны. В первых обитали массивные двусторчатые моллюски с толстой раковиной и накапливались песчано-глинистые и глинисто-известковистые осадки, а в последней — глинистые и известковистые осадки с остатками планктонных форм.

Состав органического мира бассейнов Восточно-Европейской платформы и Средней Азии свидетельствует о теплых условиях. По многочисленным палеотемпературным определениям Р. В. Тейс и др. (1969, 1973), Д. П. Найдина и др. (1966), Т. С. Берлин и А. В. Хабакова (1966, 1969) и автора удается наметить определенную закономерность. Наиболее низкие температуры характерны для раннего кампана северных и северо-западных районов, где они не превышали 15,5°C, в то время как в восточных, более мелководных, участках моря они достигали 20—22°C. В позднем кампане среднегодовые температуры колебались в пределах 14,6—17,8°C.

Близкие температуры установлены для бассейна Северного Кавказа, где они достигали 15,8—18,2°C. Более высокий термический режим свойствен Крымскому бассейну и Закавказью, в которых среднегодовые температуры равнялись 17—20°C.

На западе Средней Азии климат был равномерно-влажным, а термические условия не отличались от бассейнов Русской платформы. В глубоких частях моря температуры колебались в пределах 14,5—15°C, а в прибрежной — достигали 19°C. По-видимому, такие температуры способствовали развитию и широкому расселению рудистой фауны.

Переменно-влажные теплые условия существовали на юге Казахстана и Средней Азии. Здесь продолжали развиваться засухоустойчивые растительные сообщества и формировались слабо карбонатные красноцветные полимиктовые осадки.

Маастрихтский и датский века

В первой половине маастрихтского века на Восточно-Европейской платформе произошло некоторое расширение моря, в пределах которого накапливались известковые осадки (слабо карбонатная формация) на западе и глинисто-карбонатные — к востоку от Воронежской суши. С течением времени размеры морской акватории постепенно сокращаются и выделяется ряд мелких бассейнов с затрудненной связью между собой. Прекращается связь с морями Западной Европы. Вновь возникла крупная перемычка, соединившая Украинскую сушу с Балтийско-Уральской. Море постепенно покидает Днепровско-Донецкую впадину, на которой в конце маастрихта располагалась низменная озерно-дельтовая и озерная равнина. В датском веке береговая линия моря продвинулась далеко на юг.

На протяжении маастрихтского и датского веков в Карпатском и Крымском бассейнах существенных изменений не произошло, здесь продолжали формироваться известковые осадки.

В пределах Кавказа существовал крупный морской бассейн, сообщавшийся с морем Восточно-Европейской платформы и запада Средней Азии. В Предкавказье и на Северном Кавказе накапливались известковые осадки, в западной части с примесью глинистого и песчаного материала. Глубина моря постепенно уменьшалась и все большее развитие получали толстостенные прикрепленные формы и морские ежи. В флишевом бассейне к югу от островных поднятий в осевой части Большого Кавказа накапливался терригенно-карбонатный и карбонатный флиш. В Закавказье вулканическая деятельность прекратилась и в сравнительно мелководных условиях отлагались известковые илы, обогащенные песчано-алевритовым материалом.

В датском веке произошла регрессия. Увеличились площади островных поднятий, а море сильно обмелело. На значительной части Кавказа отлагались известково-глинистые осадки. Карбонатные илы накапливались в западной части Закавказского среднего массива и в Сомхето-Карабахской зоне. В пределах последней большое развитие имеют различного типа органогенные известняки. Изменился характер осадконакопления в прогибах Малого Кавказа, где формировались терригенно-карбонатные отложения, в прибортовых частях содержащие включения галек и гравелитов. Несмотря на регрессию и обмеление, солевой и газовый режим Кавказского моря оставался нормальным и благоприятствовал развитию стеногалинной фауны.

В маастрихтском веке размеры Туранского моря возросли. В западной его части накапливались известковые осадки. Среди них в восточном и северо-восточном направлениях появляется глинистый и песчаный материал. Известковое осадконакопление осуществлялись в Афгано-Таджикской, Алайской, Ферганской впадинах и на Памире. В прибрежных частях развиты терригенные осадки. Таким образом, область развития слабо карбонатной формации по-прежнему охватывала южные районы Восточно-Европейской платформы, Закаспий, Мангышлак, Устюрт, Приаралье и Среднюю Азию.

Временами в маастрихтском веке море проникало в Приташкентскую впадину, в пределах которой наряду с пресноводными песчано-глинистыми отложениями распространены полимиктовые песчаные осадки с остатками морской фауны. В континентальных условиях в Приташкентской и Чуйской впадинах отложились слабо карбонатные пестроцветные осадки, представляющие собой пролювиальные и делювиальные фации.

В раннем маастрихте в результате развития трансгрессии расширилась связь Западно-Сибирского моря с южными посредством Тургайского пролива. На территории Тургай в это время формировались глинисто-известковистые осадки. С течением времени количество терригенного материала в них возрастало и во второй

половине маастрихта накапливались песчаные известняки, мергели, известковистые песчаники и известняки-ракушечники, фиксирующие начало регрессии. В датском веке сообщение Западно-Сибирского моря с южными прервалось. В центральной части Тургай возникла низменная денудационная равнина, а на севере и юге существовали мелководные заливы.

В начале маастрихта произошло расширение границ Западно-Сибирского моря (Палеогеография СССР, т. III, с. 180). Кремнеобразование полностью прекратилось. В прибрежных зонах отлагались глауконитовые пески и оолитовые железные руды, а в открытой части моря — осадки глинисто-карбонатной формации с глауконитом. В датском веке наступила регрессия. Размеры морского бассейна сильно сократились; среди осадков преобладал терригенный материал.

В течение маастрихтского и датского веков областями денудации, как и прежде, являлись обширные пространства Казахстана, Алтае-Саянской области, Сибирской платформы и Забайкалья. На большей части существовал низменный рельеф (низменная денудационная равнина) со сглаженными и выровненными отдельно расположенными увалистыми возвышенностями. В ряде районов Казахстана, в Алтае-Саянской области и в Забайкалье располагались возвышенная равнина и плато, являвшиеся основными источниками обломочного материала.

В некоторых районах низменной денудационной равнины Северного Казахстана, Салаира и Нижнего Приангарья развит карстовый ландшафт. Большая влажность и сравнительно высокая температура способствовали выщелачиванию карбонатных пород и образованию сравнительно крупных воронок и впадин, с течением времени сливающихся друг с другом. В карстовые понижения поступал терригенный материал и продукты размыва каолиновых кор выветривания, химическая переработка которых послужила основой для образования ряда осадочно-латеритных месторождений бокситов. Такими являются месторождения Целиноградского и Аркалыкского районов Казахстана, а также рудопроявления в Салаирском кряже и в Нижнем Приангарье.

В маастрихтском и в датском веках произошла постепенная перестройка геоботанической зональности. Леса умеренного и умеренно-теплого типа росли на востоке Восточно-Европейской платформы, в Алтае-Саянской области и в Забайкалье. В составе хвойно-широколиственных лесов принимали участие *Pinus*, *Picea*, *Cedrus*, *Betulaceae*, *Carpinus*, *Ostrya*.

В Казахстане и в районах, примыкающих к Западно-Сибирскому морю, росли платаново-троходендроновые леса с примесью субтропических и тропических протейных и омеловых. В ряде мест известны смешанные леса, в которых вместе с теплолюбивыми широколиственными известны *Sequoia*, *Pinus* и др. В прибрежных районах растительность обогащалась за счет папоротников *Polypodiaceae*, *Schizaeaceae*, *Gleicheniaceae* и водорослей *Dinoflagellatae* и *Hystrichosphaerae*.

В восточном направлении состав растительности изменялся за счет исчезновения тропических и субтропических форм. На значительной части Средней Сибири и в Алтае-Саянской области располагались хвойно-широколиственные леса. В них преобладали *Vo-teaceae*, *Libiaceae*, *Loganthaceae*, *Symplocaseae*, *Moraceae*, *Rondana-seae*, *Sraggniaseae*, а также араукариевые, подозамиты, сосны, ели, кедр.

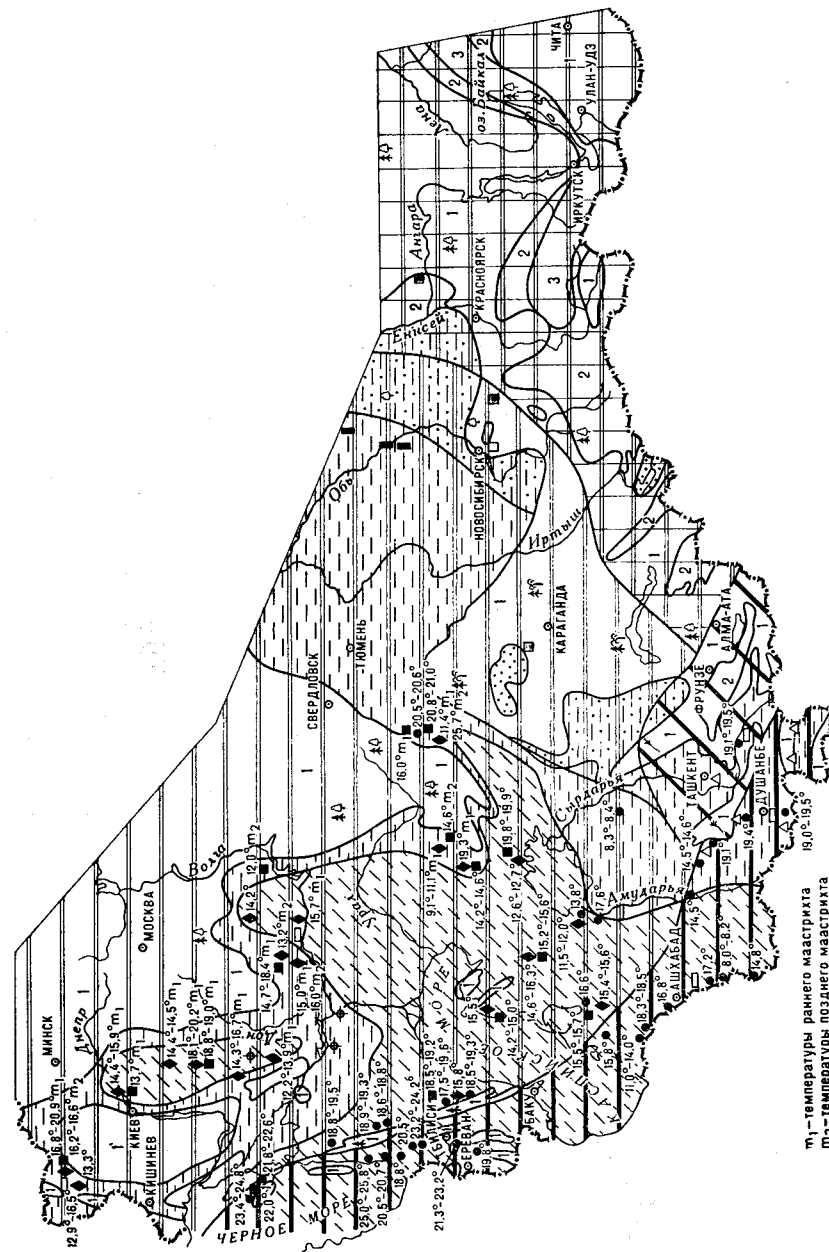
На юге Средней Азии по-прежнему развивалось ксерофильное редколесье. Растительность состояла из подокарповых, сосновых, кипарисовых, представителей классополис и покрытосеменных, выделяемых по искусственной классификации. В непосредственной близости от морского бассейна росли таксодиевые, папоротниковые и хвощевые.

В маастрихтском веке в бассейнах Восточно-Европейской платформы и Закаспия развивалась аммонитовая фауна, представленная родами *Discoscaphites*, *Acanthoscaphites*, *Baculites*, *Pachydiscus*, *Pseudokosmaticeras*, *Hauericeras*, *Diplomoceras*. Широком распространением пользовались представители рода *Belemnella*. Их присутствие отмечается также в Крыму, на Северном Кавказе и в Северном Закавказье. Однако в более южные районы они не мигрировали. На Малом Кавказе обитали теплолюбивые аммониты родов *Bostrychoceras*, *Neancyloceras*, *Pseudophyllites*, *Hoplitoplacenticeras*, *Parapuzosia*, *Baculites*. В южных районах Закавказья и Средней Азии комплекс фауны существенно иной. Аммониты представлены родами *Hamites*, *Gaudryceras*, *Scaphites*, *Pachydiscus*, *Kossmaticeras*, много рудистов и устриц, особенно в среднеазиатской провинции. Здесь широким развитием пользовались *Gyropleura*, *Praeradiolites*, *Biridiolites*, *Lapeirouseia*, *Osculigera*, *Apricardia*, *Vaccinites*, *Orbignya*.

В течение маастрихтского и датского веков на значительной части Юга СССР существовал гумидный климат (рис. 19). На это указывает широкое распространение осадков, обогащенных растительным детритом, и влаголюбивый характер растительности. Однако имелись значительные различия в термическом режиме.

В результате нарастания трансгрессии связь Западно-Сибирского моря с южными стала постоянной, а это в свою очередь способствовало смягчению термического режима на севере. Однако на Сибирской платформе, в Забайкалье и в Алтае-Саянской области климат оставался умеренным континентальным (Ясаманов, 1976). На это, в частности, указывает и растительный покров, представленный смешанным лесом, в котором главную роль играли еловые и березовые.

Появление субтропических и тропических форм растительности в прибрежных частях Западно-Сибирского моря указывает на смягчение климата. Платаново-троходендроновые леса занимали низменные денудационные равнины Северного и Центрального Казахстана, увалистые возвышенности и водораздельные пространства прибрежной озерно-дельтовой равнины на востоке и юго-востоке Западной Сибири.



m₁ — температуры раннего маастрихта
m₂ — температуры позднего маастрихта

Рис. 19. Схематическая ландшафтно-климатическая карта маастрихтского века. Условные обозначения см. рис. 1

Формирование в континентальных условиях сероцветных песчано-глинистых осадков, обогащенных растительным детритом, смена кремнеобразования на глинистое и глинисто-известковистое осадконакопление в восточной части Западной Сибири свидетельствуют о гумидных теплых условиях.

Континентальные и морские осадки в Приенисейской части Западной Сибири обогащены каолинитом и по сравнению с более древними имеют высокие коэффициенты устойчивости. В пределах Нижнего Приангарья в течение кампанского и маастрихтского веков существовал карстовый ландшафт, в пониженных частях которого отлагались каолиновые и бокситовые глины, глинистые бокситы и бокситы. На водораздельных пространствах сохранились остатки каолинового профиля выветривания. Наличие кор выветривания, возможно с латеритным профилем, в настоящее время полностью размытым, и бокситоносных осадков маастрихтского возраста свидетельствуют о теплых и сравнительно влажных условиях.

В течение маастрихтского и датского веков в море Западной Сибири существовало два крупных течения. Одно из них было направлено с севера на юг и проходило вдоль Уральской суши. Противоположное ему теплое течение направлялось из Средней Азии через Тургайский пролив на север. Благодаря этому течению в северном направлении мигрировали теплолюбивые организмы.

В зоне действия холодного течения формировались глинистые осадки, обогащенные остатками радиолярий и диатомовых водорослей. В восточном направлении они сменялись глинами с сидеритами и глауконитом, а затем известково-глинистыми осадками, обогащенными глауконитом.

Изменение термического режима влекло за собой и качественное изменение в составе органического мира. Теплолюбивые организмы пришли на смену холоднолюбивым диатомеям и радиоляриям, ареал которых ограничивался зоной действия холодного течения. В южных, центральных и восточных районах Западно-Сибирского моря обитали представители тропических и субтропических областей, среди которых необходимо отметить присутствие большого количества кокколитофорид. Исходя из ареала развития кокколитофорид, температура поверхностных частей бассейна превышала $+20^{\circ}\text{C}$ (Найдин и др., 1969; Ясаманов, 1973). Согласно палеотермометрическим определениям изотопным методом, температуры в раннем маастрихте на юго-западной окраине Западно-Сибирского моря не превышали $14\text{--}15^{\circ}\text{C}$, а в позднем маастрихте достигли $20\text{--}21^{\circ}\text{C}$ (Найдин и др., 1966). Более высокие температуры получены при анализе химико-аналитическим методом. По белемнитам и органогенным известнякам, сложенным кокколитофоридами, среднегодовые температуры поверхностных частей моря колебались в пределах $19\text{--}22^{\circ}\text{C}$. Температура воздуха в континентальных районах Западной Сибири была, по-видимому, на $5\text{--}8^{\circ}$ выше, что способствовало развитию тропических и субтропических растений.

Большая влажность и высокие температуры на суше благоприятствовали химическому разложению горных пород. В бассейны седиментации поступало большое количество гидроокислов железа. В центральных частях образовался сидерит, а глауконитовые пески с лептохлоритом и шамозитом слагают довольно многочисленные прослой в прибрежных зонах. Освобожденный при выветривании кремнезем и глинозем аккумулировались в пределах карстовых ландшафтов и на приморских низменностях.

Во влажном и теплом климате развивались ландшафты Урала, Восточно-Европейской платформы и Средней Азии. Урал и центральные районы Восточно-Европейской платформы представляли собой низменную холмисто-увалистую равнину, на которой росли смешанные леса со значительной примесью тропических и субтропических форм. Аналогичная растительность покрывала континентальные пространства Украинского щита и многочисленные мелкие острова на юге Восточно-Европейской платформы и Кавказа.

Большая роль известкового осадконакопления и широкое распространение глауконита предполагает наличие теплых климатических условий, а появление органогенных известняков с кокколитофоридами в позднем маастрихте является показателем высоких, почти тропических температур.

В раннем маастрихте в северных районах Восточно-Европейской платформы исчезли глоботрунканы, но в позднем маастрихе появились теплолюбивые псевдотекстулярии (Синицын, 1966), а также теплолюбивые головоногие моллюски.

В раннем маастрихте в центральных областях Восточно-Европейской платформы температуры колебались в пределах $12\text{--}16^{\circ}\text{C}$. Наиболее низкие температуры установлены на севере и северо-востоке Восточно-Европейской платформы, где они равнялись $9\text{--}12^{\circ}\text{C}$. Вместе с тем определены и аномальные значения температур, достигающие $18\text{--}20^{\circ}\text{C}$ в прибрежных участках Днепровско-Донецкого бассейна. Возможным объяснением полученных высоких результатов может служить существование опресненных условий во время регрессии моря в конце маастрихта.

В позднем маастрихте среднегодовые температуры повысились и достигли $16\text{--}18^{\circ}\text{C}$. На Северном Кавказе температуры этого времени равнялись $19,5^{\circ}\text{C}$. Приведенные выше результаты палеотермометрических определений аналогичны данным Р. В. Тейс и Д. П. Найдина и др. (1966), Т. С. Берлин и А. В. Хабакова (1966, 1969).

На западе Средней Азии, особенно на Мангышлаке, Устюрте, в западной части Приаралья и на Туаркыре термический режим был сравнительно низким. Состав фауны этих районов в целом близок к комплексу центральных областей Восточно-Европейской платформы. Средние температуры маастрихта в этих районах колебались в пределах $11\text{--}18^{\circ}\text{C}$.

Наиболее высокий термический режим существовал в Закавказье, где среднегодовые температуры приповерхностных частей моря колебались от 18 до $24,8^{\circ}\text{C}$.

Ландшафты южных районов Средней Азии продолжали развиваться в условиях дефицита влаги. Древесная растительность на континентальных пространствах была обедненной. Преобладали кустарниковые формы, среди которых много засухоустойчивых. Большое распространение имеют известковистые осадки, а полимиктовый состав песков и отсутствие каолинита указывают на слабое развитие процессов выветривания. В условиях теплого и мелкого моря, средняя температура которого достигала 19,6°C, существовали своеобразные биологические барьеры (Бобкова и др., 1969; Али-Заде, 1972), способствующие развитию и локализации своеобразного среднеазиатского комплекса морской фауны.

Как свидетельствуют единичные результаты, установленные по датским ископаемым моллюскам Кавказа, в среднем температуры вод датского века не отличались от раннемаастрихтских. Однако термические условия на Восточно-Европейской платформе и в Сибири, по-видимому, сильно понизились.

В западной половине Юга СССР в течение позднемиоценовой эпохи происходило расширение морских акваторий на фоне кратковременных и локальных регрессий. Трансгрессия достигала максимума во второй половине кампанского и в начале маастрихтского веков. Одновременно с этим рельеф денудационных поверхностей понижался и выравнивался. По сравнению с раннемиоценовой эпохой значительно меньшую площадь имели области континентального осадконакопления, которое осуществлялось в пойменных частях рек, в старицах, озерных и озерно-болотных системах. Угленакопление для позднемиоценовой эпохи не характерно, однако это не дает основания считать климат засушливым. Большим распространением пользуются олигомиктовые и мономиктовые формации со значительным содержанием растительного детрита и мезофильные растительные ассоциации. В области переменного-влажного и аридного климата, характерного для южных районов Казахстана и Средней Азии, широким развитием пользуются пролювиальные, делювиальные, пролювиально-делювиальные фации и фации периодически высыхающих мелководных внутриконтинентальных водоемов. В лагунных и морских условиях формировалась эвапоритовая формация, а в континентальных — красноцветная карбонатная и слабо карбонатная полимиктовая формации.

Развитие гумидных областей происходило не столько на фоне периодического изменения годового количества атмосферных осадков, сколько от смены термического режима. Наличие широкой связи с Арктическим морем способствовало возникновению холодных течений и миграции холоднолюбивой фауны на юг, что в конечном счете влияло на тип и характер осадконакопления. Аналогичные воздействия оказывал свободный обмен с тропическими бассейнами Тетиса. Поэтому термические условия в позднемиоценовую эпоху являлись динамичными и неоднократно изменялись в ту или иную сторону.

В восточной половине исследованной территории располагались обширные континентальные пространства, термический ре-

жим и распределение атмосферных осадков в которых зависели от барических центров и преобладающего направления палеовеяров.

Характерной чертой климата позднемиоценовой эпохи является усиление континентальности в восточных и северных частях территории и, по-видимому, в дальнейшем нарастании сезонных и суточных контрастов в распределении тепла. Области с континентальным климатом до конца маастрихта располагались на севере европейской части СССР (Балтийско-Уральская суша), в Казахстане, на Алтае, в Саянах, в Забайкалье и на значительной части Сибирской платформы. В конце маастрихта и в датском веке в результате развития регрессии значительно увеличились континентальные пространства. Именно этот период времени характеризуется максимумом континентальности климата в Евразии (Синицын, 1966), и в это время, возможно, произошло значительное понижение термического режима или по крайней мере проявились резкие сезонные и суточные контрасты.

ПАЛЕОГЕНОВЫЙ ПЕРИОД

Палеоцен

В палеоцене в северных районах Восточно-Европейской платформы располагалась обширная низменная аллювиальная и озерно-аллювиальная равнина, временами становившаяся областью размыва. Наряду с низменными участками здесь располагались несколько возвышенные водораздельные части и увалистые возвышенности. На северо-западе от нее находилась Балтийская возвышенность, служившая основным источником обломочного материала, а с востока примыкала денудационная холмистая равнина Урала (рис. 20). Денудационная равнина Украинского массива обрамлялась низменностями, в пределах которых происходило накопление песчано-глинистых осадков с высокими коэффициентами устойчивости и большим количеством каолинита.

В области суши глубоко вдавались Днепровско-Донецкий и Поволжский заливы, постепенно расширявшиеся в течение палеоцена. В прибрежной части Днепровско-Донецкого залива отлагались песчаные осадки (кварцево-глауконитовые и кварцево-полевошпатовые пески с каолинитовым цементом) со стяжениями фосфоритов. В центральных частях залива формировались известково-глинистые и глинисто-кремнистые осадки. Стеногалинная фауна и большое количество устричных банок указывают на нормальный солевой и газовый режим и мелководный характер залива.

Вдоль прибрежной части Балтийско-Уральской суши в течение палеоцена формировались песчано-глинистые осадки, кремнистые глины, опоки, опоквидные пески, трепела, диатомиты (кремнистая формация). Зона развития диатомитов Поволжья тяготеет к северной окраинной части бассейна и окаймляет область развития дельтовых кварцевых песков. В местах повышенного поступления речных вод, богатых кремнеземом, происходил расцвет диа-

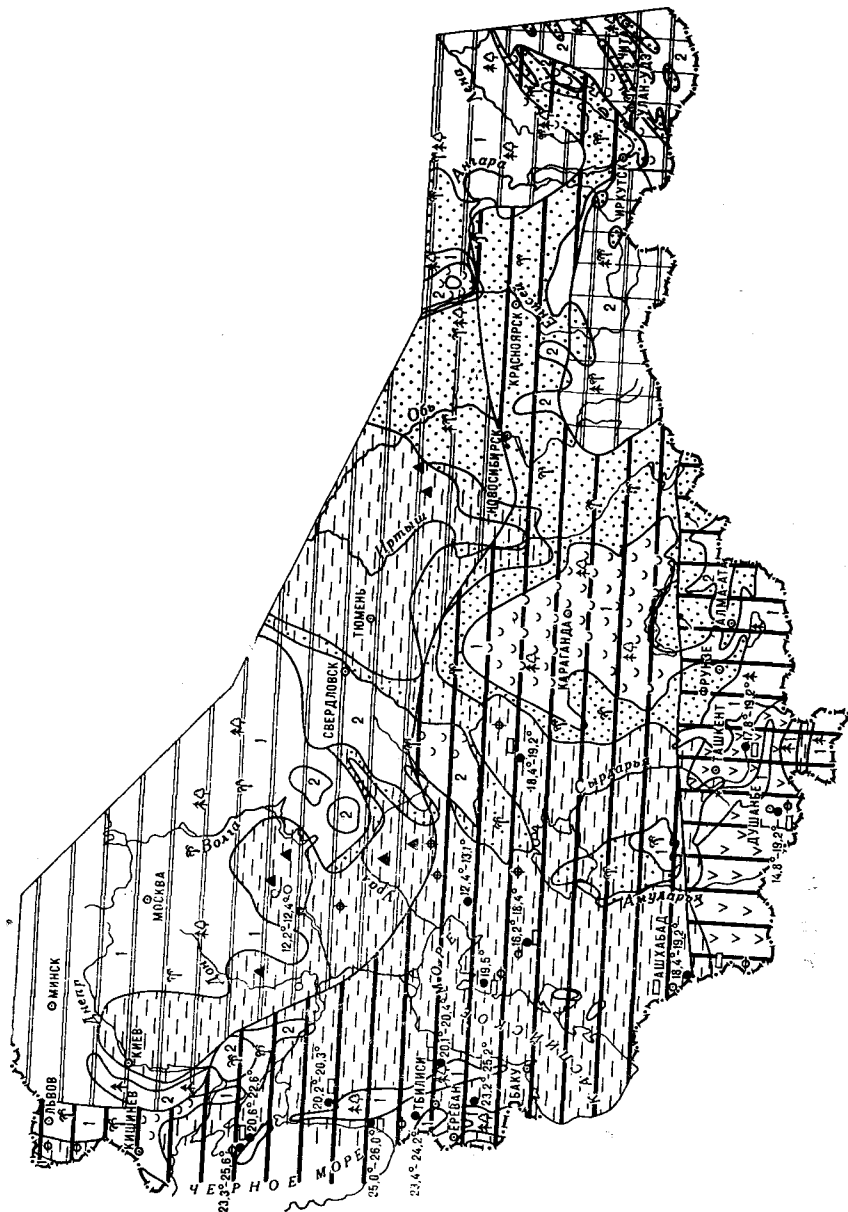


Рис. 20. Схематическая ландшафтно-климатическая карта палеоцена. Условные обозначения см. рис. 1

томовых водорослей. В южном направлении диатомиты замещаются опоками и опоквидными глинами, а в центральных районах моря Восточно-Европейской платформы распространены осадки глинисто-карбонатной формации.

Северные склоны Причерноморской впадины и значительная часть Молдавии являлись ареной континентального осадконакопления. В условиях прибрежных озер и широких дельт отлагались каолиновые глины и кварцевые пески, а на водораздельных участках существовали коры выветривания. Последние вновь возникали в пределах Украинского массива. Продукты их размыва выносились временными потоками и отлагались в депрессиях карстово-эрозионного происхождения.

Море Восточно-Европейской платформы было эпиконтинентальным мелководным бассейном (Палеогеография СССР, т. IV, стр. 16). Сложный рельеф дна, сильная изрезанность береговой линии и многочисленные течения оказывали значительное влияние на распределение морских осадков. При приближении к береговой линии осадки грубеют и иногда появляется мелкогалечный материал. Мелководность моря подчеркивается присутствием большого количества песчаных осадков с глауконитом и органогенных илов в центральных частях моря. В периферических участках моря, особенно в Поволжском заливе, осадки залегают ингрессивно. Несмотря на мелководность, соленость в море Восточно-Европейской платформы была нормальной, что способствовало развитию фораминифер, бентосных форм двустворчатых моллюсков и гастропод.

Южным ограничением моря Восточно-Европейской платформы служил Кавказский остров. В раннем палеоцене рельеф острова был сравнительно низким и вблизи его формировались глинисто-известковые осадки. В течение палеоцена на северо-западном окончании острова находился флишевый бассейн, в котором в начале формировался мергельный, а позднее терригенный флиш. Все это позволяет заключить об омоложении рельефа во второй половине палеоцена.

К югу от Кавказского острова располагался морской бассейн с большим количеством островов. В отличие от мелового периода, дифференцированный тектонический режим в палеоцене способствовал возникновению своеобразных палеогеографических условий и вызвал пестроту фациального состава осадочных образований. В геосинклинали Южного склона Большого Кавказа, как и прежде, располагался флишевый трог, отделенный от эпиконтинентального южного бассейна кордильерами. Как на северо-западе, так и на юго-востоке флишевого бассейна формировались терригенные осадки и обломочный материал поступал с Кавказского острова.

В западной части Закавказского срединного массива отлагались карбонатные, а в Куринской впадине — глинисто-карбонатные илы. Возник флишевый трог в Южной Грузии — Анджаро-Триалетский хребет, формировались мощные толщи вулканогенно-

терригенных осадков. На территории Малого Кавказа в узких и сравнительно глубоких проливах между островами отлагались известковые, известково-терригенные и вулканогенные отложения. Излияния были как подводными, так и наземными.

Для палеоценовых отложений Средней Азии и Казахстана характерна пестрота литологического и фациального состава. Глинисто-карбонатная формация формировалась на западе Средней Азии и в Западном Казахстане. На востоке Туркмении, в Афгано-Таджикской, Алайской, Ферганской и Приташкентской впадинах при нормальной солености моря накапливались известковые осадки (слабо карбонатная формация), а в периоды засоления — доломиты и гипсы (эвапоритовая формация). В Восточном Приаралье и в Тургайском прогибе большим распространением пользуется олигомиктовая песчано-глинистая формация, состоящая из глинисто-карбонатного и полиминерального состава, кварцево-глауконитовых и кварцево-полевошпатовых песков.

Туранское море отделялось от моря Восточно-Европейской платформы зоной мелководья и архипелагом мелких островов на Мангышлаке и Устюрте. Оно разделялось на две части Аральской низменностью, на юго-востоке которой находилась область размыва.

На большей части Туранского моря отлагались известковые и глинисто-известковые осадки, обогащавшиеся песчаным материалом при приближении к Мангышлакским, Туаркырским, Балханским и Аральским островам. На прибрежный характер осадков указывает и состав фауны, среди которой необходимо отметить устриц, морских ежей, губок и мшанок.

В юго-восточной части Туранского моря гидродинамические условия были неустойчивыми, что приводило к периодическому обмелению и увеличению солености. В нормально-соленых условиях формировались известковые осадки и обитали стеногаалинные организмы, главным образом, двустворчатые и брюхоногие моллюски, а в периоды засоления осаждались сульфаты и доломиты и фауна имела угнетенный характер.

Особенно сильное засоление и отсутствие остатков фауны характерно для Афгано-Таджикского бассейна и Алайского пролива, который соединял Ферганский бассейн с Туранским морем. В прибрежной части Афгано-Таджикского, Алайского, Ферганского и Приташкентского бассейнов, последний из них являлся мелководным заливом восточной половины Туранского моря, формировались дельтовые осадки, представленные карбонатными красноцветами.

В восточной мелководной части Туранского моря отлагались глинистые и известковые илы, которые обогащаются песчаным материалом при приближении к береговой зоне. Вблизи берега моря формировались глауконитовые пески с фосфоритами.

Тургайский залив глубоко вдавался на север. В центральной части его отлагались известковые и глинистые осадки, а в прибрежных зонах распространены песчано-глинистые известковые

отложения с глауконитом и гальками фосфоритов. В восточной части Туранского моря, в том числе и в Тургайском заливе, в течение палеоцена обитали бентосные и планктонные фораминиферы и двустворчатые моллюски, а в береговой полосе — губки. По-видимому, в конце палеоцена возникло сообщение Туранского моря с Западно-Сибирским и в это время на юг проникли радиоларии и диатомеи.

Западно-Сибирское море было мелководным с плоскими и низкими берегами. Кремнеобразование сосредоточилось на востоке и частично на западе бассейна, а в центральных частях формировались глинистые осадки полиминерального и реже каолинитового состава. В прибрежных частях развита мономиктовая песчано-глинистая формация и ее полимиктовость увеличивается в северном направлении. Большим распространением среди морских осадков пользуется глауконит.

На южной периферии Западно-Сибирского моря располагались низменные прибрежные озерно-дельтовые равнины, которые периодически подвергались затоплению. На это, в частности, кроме остатков фораминифер, указывают прослой глауконитовых песков. Континентальные осадки состоят из тонкозернистых косослоистых песков кварцево-полевошпатового состава с каолинитовым цементом и каолинитовых глин.

На востоке Туранского моря, так же как и на южной периферии Западно-Сибирского, существовали низменные равнины с широкими дельтами рек и крупными озерными водоемами, в пределах которых формировались песчано-глинистые толщи олигомиктового и мономиктового типа. В центральной части Казахстана рельеф был более возвышенным. Местность представляла собой слабо всхолмленную равнину и служила источником сноса обломочного материала. Выровненные участки подвергались интенсивному химическому выветриванию. Часть продуктов размыва кор выветривания сносилась в пониженные участки, а другая выносилась речными потоками. В течение палеоцена установлено наличие речных долин. Одной из крупных являлась долина палео-Иртыша, по которой воды впадали в Иртышский залив Западно-Сибирского моря. Эта долина являлась базисом эрозии рек восточной части Казахской равнины.

В восточной части Казахстана располагалась обширная низменная аллювиальная равнина (Зайсано-Иртышская), которая в северо-восточном направлении переходила в аллювиальную равнину юго-востока Западной Сибири. С юга она ограничивалась денудационной слабо возвышенной равниной Алтая и Саян. Аллювиальная равнина (Ангарская низменность) на южной окраине Сибирской платформы распространялась до Западного Прибайкалья и глубоко вдавалась в Сибирскую платформу между возвышенностью Енисейского края и Среднесибирской денудационной равниной.

Континентальные отложения Казахстана, Алтае-Саянской области, Нижнего Приангарья и Западного Прибайкалья представ-

лены мономиктовыми песчано-глинистыми формациями, состоящими из кварцевых песков с каолинистым цементом и каолинистыми глинами. Состав осадочных образований свидетельствует о существовании на выровненных водораздельных участках кор выветривания, которые подвергались размыву.

На континентальных пространствах Украины и центральных районов Восточно-Европейской платформы располагались в палеоцене вечнозеленые леса. В составе лесов большим распространением пользовались *Proteaceae*, *Myrica*, *Palmae*, *Juglandaceae*, *Magnolia*, *Apocynaceae*, *Lauraceae*, *Vitaceae*, *Nyssaceae*, *Myrtaceae*, *Fagaceae*, *Platycarya*, *Castanopsis*, *Moraceae*, *Sapotaceae*, а в виде примеси известны *Araliaceae*, *Ericaceae*, *Pinus*, *Picea*, *Podocarpus*, *Taxodiaceae*.

По составу растительных сообществ выделяется несколько зон. В прибрежной части располагалась мангровая растительность, состоящая из *Nipa*, *Taxodium*, *Nyssa*, *Rizophora*. Далее располагалась зона влажных лесов *Myrica*, *Pterocarya*, *Eucalyptus*, а в менее увлажненных возвышенных местах с хорошими дренажными условиями росли *Magnolia*, *Lauraceae*, *Palmae*, *Myrtaceae*, *Pinus*, *Podocarpus* (Кораллова, 1970).

На юге и юго-востоке Западной Сибири и в Алтае-Саянской области располагались хвойно-широколиственные леса. В их составе принимали участие *Juglans*, *Quercus*, *Castanea*, *Ulmus*, *Platanus*, *Tilia*, *Myrica*, *Nothofagus*, *Rhus*, *Platanus*, *Myrtaceae*, *Moraceae*, *Oleaceae*, *Pinus*, *Picea*, *Cedrus*, *Abies*. Роль хвойных возрасла на Казахской равнине. Вместе с тем во второй половине палеоцена наряду с влаголюбивыми ассоциациями в Казахстане появились сухолюбивые и засухоустойчивые. Ксерофитные формы приурочены к водораздельным участкам, которые имели определенное сходство с саваннами.

В Забайкалье росли хвойно-широколиственные леса, в которых преобладали сосновые, кипарисовые, еловые, кедровые, *Tsuga*, *Larix*, *Abies*, *Keteleeria* и гинкговые. Наряду с ними известны *Quercus*, *Castanea*, *Ulmus*. В подлеске росли папоротники семейства *Polypodiaceae* и сфагновые мхи.

На юге Казахстана и в Средней Азии существовали саванны. Вместе с древесной и кустарниковой ксерофильной растительностью, представленной семействами *Moraceae*, *Myrtaceae*, *Ericaceae*, значительным распространением пользовались травянистые сообщества семейств *Suraceae*, *Cecropiaceae* и *Lemnaceae*.

В палеоценовое время появились и широко расселились теплолюбивые нуммулиты. Они встречаются в Карпатском, Закавказском бассейнах, а также на юге Мангышлака, в Западной Туркмении и в Таджикской впадине. Одновременно с ними большое развитие получили устрицы, во многих местах образующие крупные банки, а также *Lucina*, *Corbis*, *Pteria*, *Pinna*, *Cardita*, *Cordiopsis*, т. е. формы, характерные для южных морей Европы и Индии.

На Северном Кавказе, в морях Восточно-Европейской платформы и Западной Сибири нуммулиты неизвестны. В этих морях обитала фауна, комплекс которой носит название копенгагенский. Характерной особенностью данного биоценоза является присутствие организмов умеренного климата, таких как *Clavelithes*, *Protoamussium*, *Verticardia* и умеренно-теплых, не тропических видов *Astarte*, *Exilia*, *Cucullaea*, *Ostrea*, *Crassatella*, *Protocardium*. В южных частях вместе с ними обитали и тропические *Lucina*, *Cyprina*, *Cardita*, *Scalaria*.

Характер осадконакопления, строение осадочных толщ и палеологические данные центральных областей Восточно-Европейской платформы, Западной Сибири и Сибирской платформы свидетельствуют о гумидном климате (см. рис. 20). На низменной денудационной равнине и водораздельных пространствах аккумулятивной низменности Восточно-Европейской платформы и Урала в раннем палеоцене росли вечнозеленые субтропические леса с большим числом влаголюбивых папоротников. Однако в позднем палеоцене, из-за наступившей периодичности в распределении атмосферных осадков, появляются листопадные формы и исчезают папоротники. В зоне развития кремнистых осадков фаунистический комплекс представлен эвритермными и сравнительно умеренными морскими формами. Состав фауны северных участков моря Восточно-Европейской платформы близок к Западно-Сибирскому. По раковинному веществу двустворчатых моллюсков температуры северных районов оказались равными 12,3—13,1°C. Увеличение в южном направлении количества глауконита и известковистости осадков позволяет предполагать постепенное возрастание термического режима.

О теплом и влажном климате в Западной Сибири свидетельствует широкое распространение олигомиктовых и мономиктовых песчано-глинистых осадков и субтропический облик растительности.

Водораздельные пространства озерно-аллювиальной низменности заняты смешанными субтропическими лесами, в которых наряду с эвритермными хвойными встречаются вечнозеленые субтропические и тропические растения. Особенно велика их роль на юге и юго-западе Западной Сибири, где известны пальмы, миртовые и мириковые.

Температура Западно-Сибирского моря, исходя из состава органического мира и распространения глауконита, была такой же, как и в конце позднего мела, и достигала 18°C (Гольберт и др., 1968). Благодаря существованию открытого сообщения с Арктическим бассейном в Западно-Сибирское море проникали относительно холоднолюбивые формы как с карбонатной, так и с кремневой раковиной. Первые расселялись в бассейне, а для диатомей и радиолярий условия в раннем палеоцене были неблагоприятными. Лишь в конце палеоцена, когда усилился приток холодных вод и возникли холодные течения, произошло расселение и рас-

цвет радиолярий и диатомовых, часть из которых через Тургайский пролив проникла на юг.

На неравномерный характер распределения атмосферных осадков во второй половине палеоцена в Западной Сибири указывает не только присутствие ксерофитных форм растений, но и литологический состав осадков. Если в раннем палеоцене большим распространением пользовались сероцветные континентальные осадки, порой лигнитносные, то в позднем палеоцене развиты бескарбонатные и слабо карбонатные красноцветные формации, которые свойственны переменному-влажному климату. Несмотря на несомненное существование переменного-влажных условий в конце палеоцена на территории Западной Сибири и в Казахстане, на составленной ландшафтно-климатической карте (см. рис. 20) отражены равномерно-влажные условия, так как иссушение климата было сравнительно кратковременным.

В начале палеоцена Сибирская платформа испытала воздымание, и значительная часть ее превратилась в возвышенную равнину. Коррелятные отложения известны в ограниченных местах и представлены галечниками. В позднем палеоцене, как свидетельствуют данные палеогеоморфологических исследований и анализ литофаций, на большей части Сибирской платформы существовали низменные денудационные равнины, в Западном Прибайкалье и в Приангарье — озерно-аллювиальные, а в Приенисейской части Западной Сибири — прибрежные озерно-дельтовые равнины.

По составу палеоценовых спорово-пыльцевых комплексов установлены различия в распределении влажности и высокий термический режим. Особенно много субтропических и тропических растений произрастало на озерно-аллювиальной и озерно-дельтовой равнинах. Растительность раннего палеоцена гигро- и мезофильная, а в позднем палеоцене появились формы, переносящие засуху. Осадконакопление осуществлялось в периодически пересыхающих водоемах. Преобладают делювиальные и пролювиальные фации, состоящие из продуктов размыва кор выветривания, главным образом, из каолиновых и бокситовых глин и кварцево-каолиновых песков.

Таким образом, денудационные ландшафты Сибирской платформы существовали в условиях достаточного увлажнения, особенно в раннем палеоцене, с субтропическим или близким к тропическому термическому режимом. Наиболее низкие температуры существовали на возвышенностях Забайкалья и Алтае-Саянской области (умеренно-теплый режим).

Значительная часть Украинского массива, южные районы Восточно-Европейской платформы, Крым, Кавказ, запад Средней Азии, Приаралье, Мугоджары и Казахстан располагались в зоне тропического влажного климата. В морях Русской платформы и в Крымско-Кавказском бассейне формировались карбонатные и глинисто-карбонатные осадки. Широкое развитие теплолюбивой фауны и появление таких тропических организмов, как нуммулиты, свидетельствуют о высоком термическом режиме.

Температуры Северо-Кавказского и Крымского бассейнов колебались в пределах 20—23°C. Наиболее высокие значения установлены по раковинному веществу устриц рода *остреа* и пикнодонта, которые изменялись в пределах 22,6—23,3°C. Данные организмы обитали в прибрежных участках моря. Сравнительно более низкие температуры установлены по раковинному веществу брахиопод (20,6—21,5°C).

В Закавказье, где известны остатки палеоценовых нуммулитов, и в Западной Туркмении среднегодовые температуры достигали 25,2°C.

Условия морского осадконакопления на Мангышлаке, Приаралье и в Тургае характеризовались значительной изменчивостью. В этих районах распространены терригенные осадки с большим количеством глауконита, а в прибрежной зоне — каолинита. Хотя в морях отсутствовали нуммулиты, тем не менее органический мир, представленный исключительно теплолюбивыми формами, свидетельствует о высоких среднегодовых температурах. Анализ раковинного вещества устриц Мангышлака позволил установить температуры среды обитания, колеблющиеся в пределах 18—19,5°C. Близкие температуры свойственны Западному Устиурту и Приаралью (18—18,8°C) и Афгано-Таджикскому бассейну (17,8—19,3°C).

Водораздельные участки прибрежной озерно-дельтовой и озерно-аллювиальной низменности в Мугоджарах, в Приаралье и западных районах Казахстана покрывались вечнозелеными тропическими и субтропическими лесами, состоящими из пальм, санталовых, мирковых, миртовых и платановых. Это позволяет предполагать существование влажных и очень теплых климатических условий на суше со среднегодовыми температурами выше 22—24°C.

На измененной денудационной равнине Казахстана и Южного Урала протекали процессы химического выветривания. Материал размыва кор выветривания (каолинит, кварц, коллоидный кремнезем и гидроокислы железа) аккумуляровался как на склонах возвышенностей и холмов, так и в пределах озерно-аллювиальной равнины. В центральных частях Казахской равнины периоды увлажнения чередовались с засухой, особенно в конце палеоцена. На это указывает не только появление засухоустойчивых форм, но и небольшое обогащение осадков гипсом и присутствие кремнисто-карбонатных корок.

В южном направлении климат постепенно иссушался. Среди растительных ассоциаций проявляется все большее количество ксерофильных форм, а ландшафты приобретали облик саванны.

Формирование красноцветной карбонатной континентальной и эвапоритовой формаций в Приташкентской, Ферганской, Алайской и на востоке Афгано-Таджикской впадин свидетельствует об аридных условиях.

Температура морских бассейнов юга Средней Азии была высокой. Характерной особенностью является присутствие нуммулитов

и кораллов, которые проникали в Афгано-Таджикский бассейн при установлении нормальной солёности. Согласно палеотермометрическим определениям, на северо-западе Афгано-Таджикской впадины средние температуры достигали 19°C, а в Фергане 19,5°C. Примерно такие же температуры существовали на востоке Копетдага.

Ранний и средний эоцен

В течение раннего и среднего эоцена на значительной части Восточно-Европейской платформы формировались осадки олигомиктовой песчано-глинистой формации, замещающиеся в юго-восточном направлении кремнистой, а в южном — глинисто-карбонатной формациями. Песчано-глинистая олигомиктовая формация состоит из разнозернистых кварцево-глауконитовых песков и полиминеральных глин. В прибрежных частях Причерноморского и Поволжского бассейнов накапливались опоковидные глины, опоки, диатомиты и кремнисто-известковистые глины.

Исходя из характера прибрежно-морских осадков, рельеф суши, расположенной в северной половине платформы, был низменным. Временами она становилась областью континентального осадконакопления. В северном направлении низменность постепенно повышалась и сменялась Балтийской возвышенностью, служившей основным источником обломочного материала. С востока низменность ограничивала Уральская возвышенность (рис. 21).

В раннем и среднем эоцене возник Припятский пролив, соединявший море Восточно-Европейской платформы с Польско-Литовским. К югу от Припятского пролива располагалась Волынская низменность, постепенно переходившая в Украинскую, а затем в Донецкую низменности (Палеогеография СССР, т. IV с. 23). В пределах Украинской низменности были сформированы мономиктовые кварцевые пески, каолиновые глины, углистые глины, лигниты, а на юге — бокситовые глины.

В центральных частях мелководного Причерноморского бассейна отлагались известковистые и глинистые осадки, а в прибрежной зоне — глауконитовые и кварцевые пески.

Море Восточно-Европейской платформы с юга ограничивалось крупным Кавказским островом, на востоке — Уральской возвышенностью, а на юго-востоке через Мангышлакско-Эмбенское мелководье и архипелаг островов сообщалось с Туранским. В северной части моря существовал в начале эоцена Ульяновский залив, но увеличение грубого песчаного материала вверх по разрезу указывает на его медленное обмеление. В среднем эоцене здесь установился континентальный режим и были образованы озерно-аллювиальные пески с пресноводной фауной.

Центрально-Кавказское поднятие представляло собой низменный остров. Вблизи его отсутствуют грубозернистые пески, в литоральной части моря небольшим развитием пользуются песчано-алевритовые осадки. В конце раннего эоцена закончилось форми-

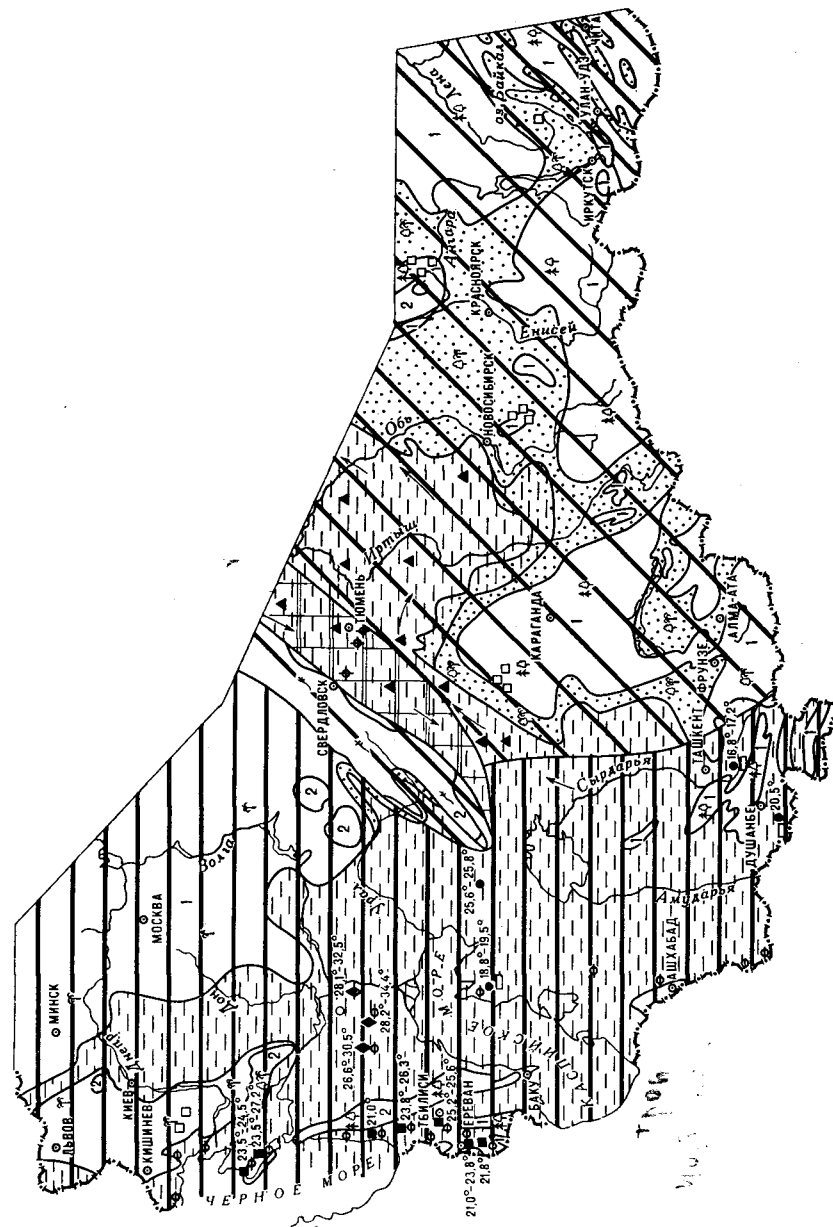


Рис. 21. Схематическая ландшафтно-климатическая карта раннего и среднего эоцена. Условные обозначения см. рис. 1

рование флишевых осадков на северо-западе Кавказа. В то же время на юге продолжал существовать флишевый трог, в котором накапливались терригенно-карбонатные осадки. Флишевый бассейн с юга ограничивался цепочками кордильер. Морской бассейн Закавказья характеризовался, как и прежде, наличием большого количества островов, площадь которых, однако, по сравнению с палеоценом заметно сократилась. В пределах Северного Закавказья отлагались известковые и известково-глинистые осадки, обогащенные песчаным материалом вблизи островных поднятий. В Южной Грузии (Аджаро-Триалетский хребет) и на Малом Кавказе началась вулканическая деятельность. Излияния были как субаквальные, так и субаэральные. В Южной Грузии в течение раннего и среднего эоцена образовались андезиты и дациты, а на Малом Кавказе — порфириты и кератофиры. В промежутках между извержениями в проливах между островами отлагались тонкозернистые пески, алевриты и глины, в разной степени известковистые и обогащенные пирокластическим и песчаным материалом.

В результате трансгрессии под уровень моря погрузился архипелаг островов на Мангышлаке, Туаркыре и Большом Балхане, исчезли зоны мелководья и перемычки в восточной части Туранского моря, в значительной степени сократились размеры суши в Средней Азии и на юго-западе Казахстана и произошло соединение Туранского моря с Западно-Сибирским. В западной части Туранского моря отлагались глинистые и глинисто-известковистые осадки, в некоторых районах исключительно известковистые илы. В прибрежной части и в зоне действия волн осадки обогащены алевритовым и песчаным материалом. Аналогичный состав имели осадки в восточной части Туранского моря, а в прибрежной зоне распространены грубозернистые пески и галечники, указывающие на существование возвышенного и расчлененного рельефа. В Афганско-Таджикском, Алайском и Ферганском бассейнах в раннем эоцене соленость была высокой и наряду с глинисто-известковистыми осадками отлагались гипсы. Позднее в этих бассейнах формировались известково-глинистые осадки, в прибрежной части обогащенные песчаным материалом. Рельеф островов и прилегающих массивов суши (Казахстано-Среднеазиатская) был расчлененным и возвышенным.

Тургайский пролив, полностью оформившийся в раннем эоцене, имел сложный рельеф дна и это нашло свое отражение в пестром характере осадков. В прибортовых частях на западе Казахстана накапливались кварцевые пески, каолинистые и каолинистомонтмориллонитовые глины. В центральных частях Тургайского пролива отлагались глинистые осадки, в южном направлении обогащенные известковистым материалом, а на север — в сторону Западно-Сибирского моря — кремнистым. В западном направлении при приближении к денудационным равнинам Южного Урала и Мугоджар возрастала примесь песчаного и алевритового материала. Повсеместное присутствие глауконита указывает на мел-

ководность, а состав морской фауны, среди которой необходимо отметить присутствие фораминифер, нуммулитов, одиночных кораллов, радиолярий и диатомовых водорослей, — на прозрачность вод и нормальную соленость.

По сравнению с палеоценовой эпохой море Западной Сибири расширилось, особенно в восточном направлении. Сравнительно мелкое море характеризовалось однообразными условиями осадко-накопления. На значительной его территории распространены глинисто-кремнистые и кремнистые осадки, в западном направлении замещающиеся опоками и диатомитами, а в южном и в восточном обогащенные песчаным и алевритовым материалом.

Южные и юго-восточные берега Западно-Сибирского моря были низкими и пологими. Приморские низменности периодически заливались морем и в их пределах располагались обширные озерные водоемы, в которых отлагались глинистые осадки, обогащенные растительным детритом.

Казахская равнина представляла собой слабо всхолмленную местность с отдельными впадинами и речными долинами. Значительная часть ее являлась областью сноса и обрамлялась низменной аллювиальной равниной, где происходило накопление песчано-глинистых осадков. На востоке находилась Зайсанская низменность с озерами и болотами, простиравшаяся в сторону Иртышского залива Западно-Сибирского моря. В центральной части низменности протекала крупная река с многочисленными более мелкими притоками.

С юга Казахская равнина ограничивалась Сарысуьской и Балхашской низменностями с многочисленными мелкими озерами и широкими поймами рек, служившими ареной накопления аллювиальных песков и озерных алеврито-глинистых осадков. Небольшие низменности на западе приурочены к широтного простирания долинам пра-Нуры и пра-Ишима, которые выносили обломочный материал в Тургайский пролив.

Континентальные осадки западных окраин Казахской равнины обогащены каолинистым и кварцевым материалом, что позволяет сделать вывод о существовании кор выветривания. Продукты их размыва послужили основой для образования бокситовых глин и глинисто-железистых бокситов Центрального Казахстана (Нуринская впадина) и юго-востока Тургая.

Зайсанская низменность на востоке примыкала к Алтае-Саянской денудационной низменной равнине, местами с массивами низких гор и выровненными возвышенностями. К северу от последней располагалась Ангаро-Чулымская низменность, открывавшаяся в сторону Западно-Сибирского моря и служившая водосбором речным систем, стекавших с Алтае-Саянской и Среднесибирской равнин. В Нижнем Приангарье и в Западном Прибайкалье формировались пестроцветные песчано-глинистые отложения. По минеральному составу и количественному соотношению песков и глин здесь выделяются мономиктовая песчано-глинистая и глинистая каолинистая формация. Наряду с аллювиальными осадками распространены

озерные и озерно-болотные, представленные мономинеральными глинами, обогащенными углистым веществом и лигнитами.

Озерно-болотные системы и широкие поймы рек характерны для юго-восточных частей Западной Сибири. Водораздельные участки подвергались выветриванию. Материал размыва кор выветривания осаждался в пониженных формах рельефа. Интенсивному выветриванию подвергся Салаирский кряж, который представлял возвышенную и выровненную поверхность. На его северных склонах располагались карстовые впадины, в которых аккумуляровались продукты размыва кор выветривания. Преобразование этого материала привело к возникновению бокситовых залежей. Карстовый ландшафт характерен и для юго-восточных и южных склонов Енисейского кряжа, где также концентрировался бокситовый материал. В пойменных условиях и в прибрежных частях крупного озерного водоема накопился бокситовый материал в Западном Прибайкалье.

На севере и северо-западе Ангаро-Чулымская низменность оконтуривала возвышенность Енисейского кряжа и довольно широкими полосами глубоко проникала в пределы Сибирской денудационной равнины.

В раннем и среднем эоцене на Юге СССР произрастала теплолюбивая субтропическая и тропическая растительность. Только в азиатской части наряду с покрытосеменными, среди которых присутствовали жестколистые и вечнозеленые кустарниковые, известны секвойи, южные виды сосновых и кедровых. Зона смешанных хвойно-широколиственных лесов охватывала Среднюю Сибирь. Леса состояли из *Oleaceae*, *Nyssa*, *Ilex*, *Magnolia*, *Platycarya*, *Cyclocarya*, *Myrtaceae*, *Moraceae*, *Santalaceae*, *Juglandaceae*, *Ulmaceae*, *Pinus*, *Picea*, *Taxodiaceae* и др. В подлеске росли папоротниковые, значение и количество которых сильно возрастает при приближении к морским побережьям.

Южное побережье Западно-Сибирского моря, Алтай и континентальные пространства Средней Азии покрывались широколиственными лесами. В них основная роль принадлежала теплолюбивым формам, а вблизи морских бассейнов и в пойменных частях рек располагались заросли таксодиевых. Лесная растительность состояла из *Palmae*, *Myrtaceae*, *Myricaceae*, *Magnolia*, *Ilex*, *Nyssa*, *Rhus*, с небольшой примесью хвойных и единичными представителями умеренно-теплых *Ulmus*, *Planera*.

Более теплолюбивый и влаголюбивый характер имела растительность европейской части СССР. На западе росли вечнозеленые тропические леса, а на Урале лесная растительность обеднялась за счет выпадения влаголюбивых и теплолюбивых ассоциаций при возрастающей роли жестколистых кустарников, кипарисовых, секвойи, сосновых и др.

Возвышенные участки Украинской суши покрывали листопадные умеренно-теплые леса (*Betula*, *Alnus*, *Corylus*, *Juglans*). В целом растительность Восточно-Европейской платформы являлась более засухоустойчивой, чем в палеоцене.

Иной состав растительности свойствен островным поднятиям Кавказа. Здесь располагались хвойно-широколиственные леса субтропического типа. Наряду с теплолюбивыми ксерофильными хвойными *Podocarpus*, *Ephedra*, *Cupressaceae*, *Araucariaceae*, *Sequoia*, *Palmae*, *Platanus*, *Acer*, *Laurus*, *Myrtaceae*, *Salix* известны гинкговые, цикадофитовые, сосновые. В подлеске росли *Polypodiaceae*, *Schizaeceae*, *Selaginella*, *Lycopodium*.

В эоценовое время ареал развития нуммулитов сильно расширился. Некоторые виды проникли в море Русской платформы. В раннем и среднем эоцене нуммулиты обитали на Карпатах, на юге Украины, в Молдавии, на Кавказе, в Нижнем Поволжье, на Мангышлаке, в Северном Приаралье, Туркмении и на юге Средней Азии (Н. Н. Бархатова и др., 1972 г.). В позднем эоцене нуммулиты проникли в Днепровско-Донецкую впадину и в Среднее Поволжье. Одновременно с ними в морских бассейнах существовали как тропические, так и умеренно-теплые двустворчатые свободные и прикрепленные моллюски, а в более глубоких частях моря — умеренно-теплые и холоднолюбивые. Среди первых необходимо отметить *Lucina*, *Cardita*, *Pteria*, *Crassatella*, *Cardiopsis*, *Libitina*, *Clavagella*, *Pinna*, т. е. формы, общие с Индо-Тихоокеанской палеобиографической областью (Миронова и др., 1962). Вместе с ними обитали устрицы *Anomia*, *Caspidaria*, *Postalia*, *Tellina*, *Nuculana*, *Mactra*, *Modiolus*, *Astarte*, *Isocardia*, *Variamusium*, *Chlamys*, *Pecten*, *Pectunculus*, *Solen*, *Barbatia*, *Panopea*, *Nemocardium*, *Pitaria*, *Arca*, *Spondylus*.

Большим распространением пользуются бентонные и планктонные фораминиферы. В прибрежных зонах морей обитали устрицы, гастроподы и двустворчатые моллюски с толстой раковиной. Состав органического мира морей указывает на нормальную соленость. В Западно-Сибирском море, особенно в его западной половине, широко распространены радиолярии, губки и диатомовые водоросли, которые проникали далеко на юг, а отдельные их представители известны в Тургайском проливе, в Северном Приаралье, а также в северо-восточной части моря Восточно-Европейской платформы.

Распространение и состав литогенетических формаций, растительных ассоциаций и фаунистических комплексов позволяют реконструировать климатические условия. Низменные денудационные равнины Сибирской платформы, Забайкалья, Алтае-Саянской области и Казахстана покрывались смешанными влаго- и теплолюбивыми лесами. Значительный процент платановых, ниссовых, миртовых и санталовых, произрастающих вдоль морского побережья и в долинах крупных рек и образующих заросли типа галерейных лесов, свидетельствуют о теплом и влажном климате. Повышение роли засухоустойчивых форм и появление ксерофитов при удалении от Западно-Сибирского моря позволяет предполагать постепенное иссушение климата (см. рис. 21).

В условиях влажного и теплого климата на выровненных водораздельных пространствах Нижнего Приангарья, Западного При-

байкаля и на возвышенностях Енисейского кряжа формировались коры выветривания. Выветривание в этих районах началось в палеоцене, но наивысшей интенсивности достигло в раннем и среднем эоцене. Поверхностные воды выносили с выровненных покрытых корами выветривания областей в бассейны седиментации освобожденные минеральные соединения, служившие основой для образования глауконита и лептохлорита в прибрежно-морских условиях, каолинита и бокситоносных отложений в пойменных частях рек, в прибрежной зоне озер и в понижениях карстового рельефа. Кремнезем, освобожденный при выветривании, связывался с гидроокислами алюминия в непосредственной близости от коры выветривания, но значительная часть его поступала в морской бассейн. Биологическая продуктивность на суше была сравнительно высокой, но органическое вещество при высокой температуре и большой влажности быстро минерализовалось.

А. В. Гольберт и др. (1968) считают эоценовый бассейн Западной Сибири холодным на основании вторжения вод Арктического бассейна и расселения бореальной фауны. Исходя из этого предполагается наличие низкого термического режима на низменных равнинах Сибирской платформы.

Однако этому выводу противоречит целый ряд фактов и, в частности, субтропический и тропический состав растительных ассоциаций и распространение на аккумулятивных прибрежных равнинах мономинеральных осадков с каолинитом, а также бокситоносных отложений в Нижнем Приангарье и в Западном Прибайкалье.

Хотя в течение раннего и среднего эоцена осуществлялось широкое сообщение Западно-Сибирского моря с Арктическим, тем не менее холодные воды распространялись не по всей акватории бассейна, а только в его западной половине. Меридиональное холодное течение проходило вдоль Уральской денудационной равнины, на которой росли сравнительно умеренные растительные сообщества, состоящие из хвойных и листопадных покрытосеменных, а в море обитали холодолюбивые организмы с кремневой раковинной (радиолярии и диатомовые водоросли), двустворчатые и брюхоногие моллюски Арктического бассейна.

Противоположное теплое течение из Туранского моря через Тургайский пролив проникало в Западно-Сибирское море. Оно с севера омывало Казахскую низменность и с запада Сибирскую платформу. Присутствие теплых вод на юге и юго-востоке Западной Сибири подтверждается ареалом распространения теплолюбивой фауны, большим количеством глауконита и его уменьшением в северном направлении. Теплое течение смягчало климат на приморских низменностях и возвышенностях Сибирской платформы.

Вместе с тем климат в среднем эоцене на Сибирской платформе был переменено-влажным. Доказательством этого является своеобразный литологический и фациальный состав осадков. На юге и юго-западе Сибирской платформы известно ритмичное чере-

дование лигнитовых, углистых глин, лигнитов, бурых углей и бокситоносных осадков. Последние состоят из каолинитовых глин, бокситовых глин, глинистых, рыхлых и каменистых бокситов. Накопление угленосных и лигнитоносных отложений отвечает фазам увлажнения климата, для которых характерен ландшафт болот и заболоченных пойм, а формирование бокситоносных осадков происходило в периоды иссушения климата. Если в угленосных пачках встречается большое количество пыльцы таксодиевых и другой растительности обильного увлажнения, то в бокситоносных отложениях преобладает пыльца засухоустойчивых подокарповых и миртовых (Синицын, 1965). Наряду с фациями увлажненных ландшафтов присутствуют пролювиальные и пролювиально-делювиальные. Кроме того, на прибрежных озерно-аллювиальных низменностях распространены осадки слабо карбонатной красноцветной формации.

На территории европейской части СССР и Средней Азии климат в течение раннего и среднего эоцена характеризовался повышенной влажностью, равномерным распределением атмосферных осадков в течение года и высокими температурами.

Характерной особенностью прибрежных морских осадков является их сероцветность и мономиктовость. Широко распространены кварцевые и глауконитовые пески и кремнистые образования, а среди глинистых минералов — каолинит. Несомненно, что каолинит и кремнезем поступали в бассейн с Балтийско-Уральской и Украинской суши, на которых в палеоцене и в раннем эоцене происходило выветривание. Континентальные пространства покрывались вечнозелеными влаголюбивыми лесами, но в целом растительность была более засухоустойчивой, чем в палеоцене, а в восточном направлении все большее значение приобретали ксерофиты и умеренно-теплые формы.

Температуры, полученные изотопным методом по раковинам нуммулитов и других крупных фораминифер Ергеней и Нижнего Поволжья, оказались очень высокими и колебались в пределах 26—34,5°C (Подгорецкий и др., 1969), а установленные химико-аналитическим методом по исследованиям Т. С. Берлин (Н. Н. Бархатова и др., 1972 г.) и автора оказались несколько ниже.

На юге Русской платформы средние температуры колебались в пределах 26,6—28,2°C, в Крымском бассейне достигали 27,2°C, а в Закавказье были в пределах 21—26,3°C. Аналогичные температуры получены для западных районов Средней Азии (26,6—25,8°C). В то же время в северном направлении происходит некоторое понижение среднегодовых температур и обеднение родовой и видовой состава нуммулитовой фауны. Так, на Мангышлаке, где родовой состав нуммулитов беден, а среди бентосной фауны преобладали умеренно-теплые формы, среднегодовые температуры не превышали 19,5°C. Аналогичные температуры характерны для Северного Приаралья и южных районов Тургайского пролива.

Поздний эоцен

В позднем эоцене морская акватория в европейской части СССР увеличилась. С запада море Восточно-Европейской платформы ограничивалось Украинской и Волынской низменностями, а существовавший в среднем эоцене Припятский пролив значительно расширился. На севере располагалась сильно сnivelированная низменная равнина, постепенно переходившая в Балтийскую возвышенность, а на востоке — в Уральскую. Южные берега низменной равнины были очень пологими и временами покрывались морем (рис. 22).

Глубина моря в Припятском проливе была небольшой и в его пределах отлагались кварцевые и глауконитовые разнозернистые пески. В позднем эоцене значительная часть Украинской низменности опустилась под уровень моря и лишь центральные части ее возвышались над зеркалом вод в виде архипелага небольших островов.

В Днепровско-Донецком бассейне отлагались глинисто-известковистые осадки, кремнистые глины и опоки, обогащенные песчано-алевритовым материалом в прибрежной полосе. В мелководной зоне наряду с губками, двустворчатыми моллюсками, гастроподами и нуммулитами обитали диатомовые водоросли, а в более глубоких частях — радиолярии и планктонные фораминиферы. Соленость моря была нормальной, а ассоциация моллюсков латорфского типа указывает на связь с бассейнами Западной Европы (Палеогеография СССР, т. IV, с. 30). В нормально-соленом море Карпат формировался терригенный флиш, а в Закарпатье — глинисто-известковистые осадки.

В бассейнах южной половины Восточно-Европейской платформы распространены осадки глинисто-карбонатной формации. Причерноморский и Молдавский бассейны были мелководными и имели нормальную соленость, о чем свидетельствует состав населявшей их фауны. В их пределах накапливались известковые и глинисто-известковые осадки, обогащенные песчаным и алевритовым материалом кварцевого и кварцево-глауконитового состава, вблизи южного побережья Украинской низменности и островов.

С юга море Восточно-Европейской платформы ограничивалось крупным Кавказским островом. В Предкавказье, Прикаспии и в Поволжье отлагались известковые и глинистые илы. Вблизи Донецкого острова наряду с песками кварцево-глауконитового состава распространены кремнистые осадки.

На Северном Кавказе большим развитием пользовались битуминозные известково-глинистые осадки с остатками планктонной фауны. Отсутствие бентосной фауны, которая появляется лишь в прибрежных осадках, позволяет заключить о возможном сероводородном заражении морского бассейна. В конце позднего эоцена в связи с обмелением моря сероводородное заражение прекратилось (Палеогеография СССР, т. IV, с. 31).

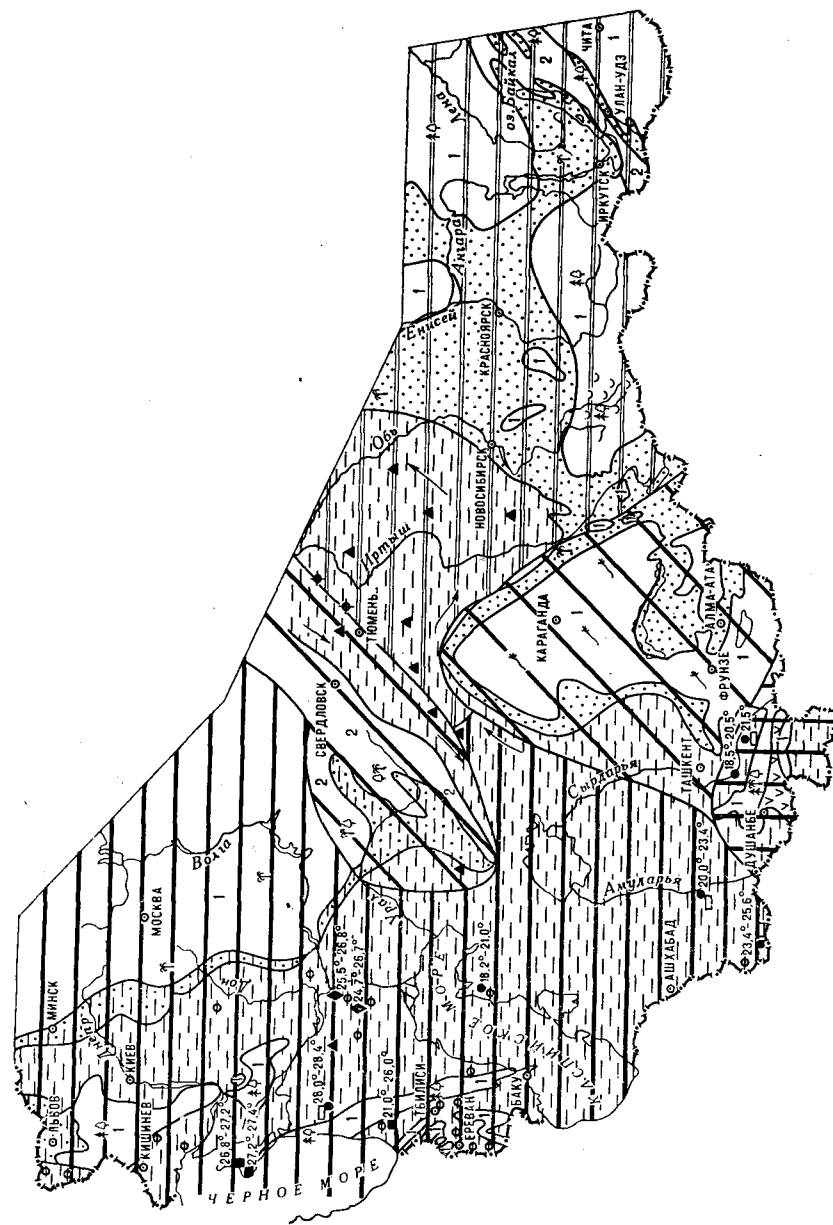


Рис. 22. Схематическая ландшафтно-климатическая карта позднего эоцена. Условные обозначения см. рис. 1

На протяжении позднего эоцена в Закавказье существовал мелководный бассейн с архипелагом островов, размеры которых по сравнению со средним палеоценом увеличились. В Западном Закавказье в условиях мелкого бассейна со спокойным гидродинамическим режимом отлагались известково-глинистые и известковистые осадки, в южном направлении обогащавшиеся песком. Роль песчаных осадков возрастает в восточном направлении.

Увеличение размеров и, по-видимому, высоты многочисленных островов на Малом Кавказе вызвало обильный приток в разделяющие их проливы и заливы с нормальной соленостью вод большого количества грубого материала. На островах располагались вулканические центры. Вместе с субаэральными извержениями существовали субаквальные. Продукты вулканической деятельности, представленные андезитовыми и андезитово-базальтовыми лавами и их пирокластолитами, а также известково-глинистые и известково-алевролитопесчаные осадки формировались на Малом Кавказе.

По сравнению со средним эоценом Туранское море расширилось. Под уровень моря погрузились острова Аральского архипелага, увеличилась ширина и, возможно, глубина Тургайского пролива и сократились размеры Казахской суши. В западной части Туранского моря отлагались известковые и глинистые осадки. Песчано-глинистый и песчано-алевритовый карбонатный материал появляется в районах мелководья вблизи мелких островов на юге Копетдага и на Мангышлаке. В районе Бадхыза происходили подводные излияния и распространены лавы андезито-базальтового типа. Мелководный характер бассейна и его нормальная соленость фиксируется развитием нуммулитов, двустворчатых моллюсков с богато скульптурированной и толстой раковиной. Существование в центральных частях моря в начале позднего эоцена планктонных организмов и отсутствие бентосной фауны указывает на сероводородное заражение.

В центральных частях восточной половины Туранского моря отлагались глинистые осадки, иногда обогащенные известью. Восточный берег моря был сильно изрезанным и в него глубоко вдавались три больших залива — Афгано-Таджикский, Ферганский и Сарысуйский. В Сарысуйском заливе накапливались песчано-алевритовые осадки полимиктового состава (полиминеральные глины и кварцево-полевошпатовые пески с большим количеством неустойчивых к выветриванию минералов в тяжелой фракции). Берег Сарысуйского залива был плоским и низменным и в его пределах располагались дельты речных систем, берущих начало с Казахской равнины, и мелководные озера, в пределах которых формировались слабо карбонатные красноцветные и пестроцветные полимиктовые пески и полиминеральные глины. Ферганский залив от Афгано-Таджикского отделялся сравнительно возвышенным Зеравшанским полуостровом, который иногда расчленялся небольшим меридиональным проливом. Соленость моря в Афгано-Таджикском бассейне была относительно высокой и наряду с известково-гли-

нистыми осадками на его территории отлагались гипсы и доломиты (эвапоритовая формация). На основании исследований Р. Ф. Геккера, А. И. Осиповой и Т. Н. Бельской (1962) состава органического мира и литолого-фациальных особенностей Ферганского залива установлено неоднократное изменение в течение позднего эоцена солености от опреснения до засоления. В Ферганском заливе отлагались органогенные известковые илы, иногда гипсоносные, а в прилегающих частях низменной приморской равнины в условиях озер и широких дельт — полиминеральные глины с палыгорскитом.

В начале позднего эоцена произошло значительное расширение Тургайского пролива, в центральных частях которого отлагались глинистые илы, диатомиты, кремнистые глинистые осадки и опоки, а в прибрежных частях — окремненные пески и алевролиты. Во второй половине позднего эоцена началось постепенное обмеление Тургайского пролива и его сокращение, а в конце эоцена связь Западно-Сибирского моря с Туранским полностью прекратилась.

Западно-Сибирское море в позднем эоцене увеличилось в размерах за счет погружения южных и юго-восточных районов. Условия осадконакопления отличались однообразием. На значительной части сравнительно мелкого моря накапливались глинистые осадки, обогащенные остатками фауны с кремнистой раковиной (радиолярии, губки) и диатомовых водорослей. По сравнению со средним эоценом кремнеобразование резко возросло. На западе и в центральных районах моря накапливались как биогенные, так и хемогенные кремнистые отложения (кремнистая формация), а на востоке — хемогенные, так как общее число диатомей и радиолярий в осадках незначительно. Как и прежде, кремнезем поступал в большом количестве с континентальных пространств. На юге, юго-востоке и востоке Западно-Сибирского моря отлагались кварцево-глауконитовые пески, образующие разного размера полосы, возможно фиксирующие наличие подводных дельт. Наряду с кварцевыми и глауконитовыми песками на юго-востоке развиты каолинитовые глины, представляющие собой пойменные и озерные фации прибрежной низменной равнины.

Центральные районы Казахстана по-прежнему представляли собой местность с холмами и невысокими грядами, с отдельными понижениями, занятыми речными долинами. Рельеф в сторону Западно-Сибирского моря, Тургайского пролива, а также в юго-восточном и восточном направлении понижался и территория представляла собой аллювиальную низменность, на которой располагались широкие поймы рек и озера, сообщающиеся между собой крупными протоками. На водораздельных пространствах подвергались размыву коры выветривания и слабо измененные выветриванием породы и поэтому в аккумулятивных равнинах наряду с высокозрелыми осадками распространены полимиктовые песчано-глинистые. На востоке Казахстана располагалась широкая долина пра-Иртыша, являвшаяся водосбором речных систем Восточного Казахстана и Алтае-Саянской области. В позднем эоцене продол-

жали существовать речные долины пра-Нуры, пра-Ишима, пра-Сарысу и другие, в пределах которых в настоящее время сохранились от размыва фрагменты аллювиальных осадков.

К востоку от Зайсанской низменности располагалась денудационная равнина Алтае-Саянской области с отдельными грядами низких гор и холмистых возвышенностей. Обломочный материал выносился речными системами и отлагался в расположенной на северо-востоке Ангарской низменности и на обширной озерно-аллювиальной низменности юго-востока Западной Сибири. В их пределах развиты озерные, пойменные и русловые фации, представленные олигомиктовыми песками с каолиновым цементом, каолиновыми, каолиново-гидрослюдистыми глинами, углистыми и лигнитовыми глинами и лигнитами.

Ангарская низменность с юга обрамляла низменную денудационную равнину Енисейского кряжа, на которой развиты коры выветривания, а на южных склонах в карстовых понижениях накапливались бокситоносные и лигнитоносные осадки.

Основной водной артерией в Ангарской низменности являлась пра-Ангара, впадавшая в Западно-Сибирское море. Основными правыми притоками ее были пра-Тунгуска и пра-Лена. Осадки низменностей, занятые перечисленными реками, представлены продуктами размыва кор выветривания и наряду с галечным материалом кремнистого и кварцевого состава состоят из пойменных и озерно-пойменных пестроцветных каолинитовых глин, кварцевых алевритов и тонкозернистых песков (мономиктовая песчано-глинистая и глинистая каолинитовая формации). Обломочный материал поступал с низменной Среднесибирской денудационной равнины и возвышенностей Забайкалья.

Континентальные пространства Юга СССР в позднем эоцене были заняты вечнозелеными субтропическими и тропическими лесами. Смешанные хвойно-широколиственные леса покрывали центральные части Казахстана, возвышенности Алтая, Саян и Забайкалья. На западе и на севере Казахстана росли дубы, каштаны, грабы, ликвидамбары и таксодиевые, а в южном направлении преобладающее значение имели ксерофиты и травянистые.

Растительность низменных равнин европейской части СССР имела существенно иной характер. В прибрежной зоне росли папоротники и таксодиевые с примесью пальм, фикусов, в удаленных от моря частях существовали пространства, поросшие травами и кустарниками. Влаголюбивая тропическая растительность покрывала прибрежные участки Украинской низменности и Кавказского острова, но центральные, более возвышенные участки последнего занимали жестколистные вечнозеленые леса и кустарники.

Водораздельные и низменные участки Казахской равнины покрывались теплолюбивой ксерофитной растительностью. Вечнозеленые растения имели узкие кожистые листья; наряду с ними известны бобовые, хенополии, эфедра, вельвичия, являющиеся представителями степной ассоциации. В целом растительные ассоциации характерны для ландшафтов саванн и этому не противо-

речат встреченные остатки сухопутной фауны — черепахи и мелкие жвачные.

На юге Казахстана и в Средней Азии располагались субтропические и тропические саванны. В прибрежных частях находились галерейные леса тропического типа, состоящие из стеркулий, сапотовых пальм, цезальпиний, конониевых, нисса. В удаленных от берега моря областях с сильным дефицитом влаги росли ксерофиты — эфедра, лавр, восковниковые, сумаховые, мальвоцветные и др. В пределах Зеравшанского полуострова наряду с перечисленными на возвышенных участках, по-видимому, сильно увлажненных, произрастали широколиственные (дуб, каштан, тополь, ива, орех), сосновые и еловые.

На юге Средней Азии известны остатки так называемой бадхызской флоры. Они представляют собой древовидную кустарниковую растительность тропического облика с резким преобладанием вечнозеленых, особенно миртовых, протейных и сумаховых. По данным Н. Д. Василевской (1957), растения бадхызской флоры обладали мелкими нежными листьями с морщинистой поверхностью и резко выступающими жилками, что является свидетельством произрастания ее в условиях высокой температуры и недостатка влаги.

Теплолюбивый характер флоры, которая представлена субтропическими и вечнозелеными формами, и обилие тропической морской фауны, особенно нуммулитов, свидетельствует о высоком термическом режиме. Переменно-влажные условия в позднем эоцене сохранились на возвышенностях Урала, Казахстана и в Средней Азии, а на юге последней, по-видимому, условия были близки к аридным (см. рис. 22).

Обилие влаго- и теплолюбивой растительности на низменных равнинах Сибирской платформы, Забайкалья и Алтае-Саянской области, широкое развитие пойменных и озерно-болотных фаций на аккумулятивных низменностях, распространение углистых, лигнитовых глин и лигнитов, обогащенность осадочного материала растительным детритом указывает на существование теплого и достаточно влажного климата. В условиях значительного увлажнения и высокой температуры на суше продолжались процессы выветривания. В континентальных бассейнах седиментации по-прежнему велика роль каолинита, но вместе с каолиновыми глинами присутствуют кварцевые пески и кремнистые осадки. Последние широко распространены в Западно-Сибирском море.

В Западно-Сибирском море существовали два субмеридиональных течения, но к концу эоцена сообщение с Арктическим бассейном стало затрудненным, что вызвало повышение температуры вод и привело к сокращению кремнеобразования. На всем пространстве Западной Сибири распространились тропические и субтропические планктонные формы, а бентонные организмы представлены умеренно-теплыми двустворчатыми и брюхоногими моллюсками. Широкое распространение теплолюбивой морской фауны и субтропический характер растительного покрова обрамляющих

море низменностей указывает на существование субтропического равномерно-влажного климата.

На европейской части СССР и в Средней Азии термический режим был более высоким. На континентальных пространствах произрастали влаголюбивые тропические ассоциации. Большое развитие имели нуммулиты. Одиночные кораллы проникали в море Русской платформы, а на крайнем юге известны небольшие рифовые постройки. Среди двустворчатых моллюсков преобладали тропические формы, обитавшие в сублиторальной зоне. Только в сравнительно глубоководных условиях бентосная фауна характеризовалась присутствием умеренно-теплых форм. На существование теплого и влажного климата указывают олигомиктовые и мономиктовые сероцветные осадки, обогащенные растительным детритом, и значительная их известковистость. Распространение на юго-восточном обрамлении Украинской низменности кремнистых осадков позволяет заключить о продолжающемся поступлении с низменной суши кремнезема.

В конце эоцена среди растительных ассоциаций появились умеренно-теплые формы и произошло обеднение субтропических форм. Ареал развития тропических морских организмов, особенно нуммулитов, резко сократился. Следовательно, температурный режим как морских бассейнов, так и воздушного пространства постепенно понижался.

Согласно палеотермометрическим определениям, в морских бассейнах Восточно-Европейской платформы, Крыма, Кавказа и Туранской плиты существовали высокие температуры. На юге Восточно-Европейской платформы, по данным В. В. Подгорецкого и Е. Ф. Поповина (1969), температуры, установленные изотопным методом по раковинному веществу крупных фораминифер, колебались в пределах 24,7—26,8°C. Близкие температуры получены химико-аналитическим методом при анализе раковинного вещества нуммулитов (25,3—26,6°C). На Мангышлаке температура придонных вод достигала 18°C. Среднегодовые температуры среды обитания нуммулитов и орбитонидов на Северном Кавказе равнялись 26—27°C, в Северном Закавказье 22,7—26,0°C, в Крыму 26,8—27,0°C, а на Малом Кавказе 24,5—28,7°C. Средние температуры среды обитания устриц в Северном Закавказье колебались в пределах 20,8—23°C, а на Северном Кавказе, по-видимому, в зоне мелководья достигали 28,5°C. В районе Ахалцихе по раковинному веществу двустворчатых моллюсков были установлены колебания температур в пределах 20,0—25,0°C. В то же время в конце позднего эоцена намечается значительный спад термического режима и по тем же организмам средние температуры здесь не превышали 18,2°C.

Средние температуры Туранского моря также оказались высокими. По раковинному веществу устриц из юго-восточной части Туркмении они изменялись от 20 до 24,5°C. В южной части Тургайского прогиба (Иргизский район) средние температуры среды обитания устриц рода *Ostrea* достигали 24,5°C, а *Pectunculus*

23,5°C. В северном направлении термический режим понижался и в северной части Тургая не превышал 21°C.

В позднем эоцене в Казахстане, на востоке Тургая и на Урале широкое распространение получили отложения, именуемые сливными кварцитами. И. И. Гинзбург (1963) считает их образованиями пустынного климата. По К. В. Никифоровой (1956), окремнение произошло одновременно с каолинизацией в условиях понижения уровня грунтовых вод. В. В. Лавров (1959) причину окремнения видит в сезонной засухливости, способствующей высокой подвижности кремнезема.

Растительность Казахстана, как указывалось выше, состояла из ксерофильных лесов с вечнозеленым кустарниковым подлеском и травянистой ксерофильной растительностью открытых пространств. О засухливости климата свидетельствуют также находки остатков крокодилов-аллигаторов и черепах-риониксов в Зайсане (Синицын, 1965). Следовательно, как по составу растительных ассоциаций, так и по литологии осадков климат в позднем эоцене Казахстана был сравнительно теплым, но переменновлажным.

В южном направлении саванный ландшафт сменялся полупустынями. На существование аридных условий на юге Средней Азии указывает не только древовидная ксерофильная кустарниковая растительность на морских побережьях и галерейные леса, но и распространение известковых континентальных осадков, обогащенных палыгорскитом, а также формирование в лагунах и крупных заливах глинисто-гипсоносных отложений.

Высокий термический режим позднего эоцена Средней Азии подтверждается данными палеотермометрии. При анализе раковинного вещества устриц, обитавших в условиях нормальной солености, получены следующие результаты: в районе Бадхыза температуры колебались в пределах 23—25,6°C, в Юго-Западном Гиссаре 20—23,4°C, а в Фергане 18,5—21,5°C.

Олигоцен

В олигоценовое время сильно сократились размеры моря Восточно-Европейской платформы и в конце олигоцена в северной ее половине возникли низменные аллювиальные равнины. Для олигоценовой эпохи характерно изменение глинисто-карбонатного и кремнистого осадконакопления на терригенное, что, в свою очередь, свидетельствует о существовании возвышенностей на обрамляющей суше. В начале олигоцена морской бассейн с севера ограничивался равнинной сушей, рельеф которой стал более возвышенным. В северном направлении холмистая равнина сменялась Балтийской возвышенностью, а на востоке располагалась Уральская возвышенность, возможно, с грядями низких гор.

В течение олигоценовой эпохи связь с Польско-Литовским бассейном становилась все более затрудненной. В середине олигоцена на месте Днепровско-Донецкой впадины и Припятского пролива

возник полузамкнутый залив, отделявшийся от бассейнов Восточно-Европейской платформы возвышенностями Украинского массива, Донецкой суши и низменными приморскими равнинами, расположенными в бассейне современного Дона. Осадки залива представлены кварцевыми алевритами и полимиктовыми песками, в раннем олигоцене — глауконитовыми. На приморских низменностях располагались озера и дельты речных систем и накапливался глинистый материал полиминерального состава, олигомиктовые и полимиктовые пески.

В Карпатском море, размеры которого в течение олигоцена сокращались, осаждались глинистые илы (менилитовая серия), а вблизи архипелага мелких островов — песчаные и алевритистые илы.

К югу от Украинской и Донецкой суши находились Причерноморский и Молдавский бассейны. Глубина моря была небольшой и в нем отлагались песчаные и алевритовые осадки, изредка обогащенные глинами. На северо-востоке в прибрежной зоне формировались марганцевые руды. В начале олигоцена в море обитала нормально-соленая и сравнительно теплолюбивая фауна. Вблизи берега развиты сообщества толстостенных двустворчатых моллюсков и бентосных форм фораминифер, а в центральных частях — планктонные виды последних. В конце первой половины олигоцена произошло значительное опреснение вод, которое охватило моря Восточно-Европейской платформы, Кавказа и Туранское море (Палеогеография СССР, т. IV с. 36). Однако развитие стеногалинной фауны во второй половине олигоцена указывает на восстановление нормально-соленых условий. Моря Восточно-Европейской платформы с юга ограничивались крупным Кавказским островом, а с юго-востока — мелководьем и архипелагом островов на Мангышлаке и Южно-Уральской низменностью. Осадки южных участков моря Восточно-Европейской платформы имели глинистый состав, а вблизи побережья возрастала роль алевритового и песчаного материала. Возможно, некоторые участки моря подвергались сероводородному заражению, так как глины содержат большое количество органического вещества (битуминозные глины), пирита и сидерита. Вблизи морских берегов селились двустворчатые, брюхоногие моллюски и бентосные фораминиферы, а в центральных частях — планктонные фораминиферы, радиолярии и рыбы. Присутствие светящихся рыб (винцигергии) недалеко от Кавказского острова указывает на значительные глубины (Палеогеография СССР, т. IV, с. 37). В начале олигоцена море имело нормальную соленость, а затем в конце раннего и в начале среднего олигоцена исчезновение стеногалинной фауны и появление остракод и эвригалинных моллюсков, таких как кариды, ергеники, ржегакии, свидетельствует об опреснении. Во второй половине олигоцена соленость восстановилась и вновь появились радиолярии, фораминиферы и рыбы, но видовой и родовой состав фауны по сравнению с началом олигоцена был обедненным.

В целом для Восточно-Европейской платформы в олигоцене характерно развитие олигомиктовых песчано-глинистых формаций. Входящие в их состав пески представлены кварцево-глауконитовыми и кварцево-полевошпатовыми разностями с глинистым полиминеральным цементом, а глины — полиминеральные — монтмориллонитово-гидрослюдистые и гидрослюдисто-каолинитовые. Известковость почти полностью отсутствует. В южной половине Восточно-Европейской платформы распространены глинистые толщи. Среди них выделяются толщи с повышенным содержанием битума, органики, бескарбонатные монтмориллонитовые и гидрослюдистые глины.

Морской бассейн в Закавказье постепенно сокращается в размерах. Появляются сравнительно крупные, но низменные острова, вокруг которых развиты песчано-алееритовые осадки. К югу от Кавказского острова формировались терригенно-глинистые ритмично-слоистые флишеподобные толщи, а в Северном Закавказье — глинистые и глинисто-алееритовые осадки с повышенной битуминозностью. Вблизи Дзирульского острова наряду с песчано-алееритовым кремнеземным материалом накапливались марганцевые руды. Характерно опреснение вод в конце первой половины олигоцена.

На Малом Кавказе, особенно в Южной Грузии, появились новые островные поднятия и расширились ранее известные, тем самым возникли препятствия, отделившие море Малого Кавказа от Северного Закавказья. Связь осуществлялась посредством мелких проливов. В мелководном море Малого Кавказа отлагались глинистые и глинисто-алееритовые осадки, обогащенные пепловым материалом с прослоями вулканитов. Присутствие последних указывает на продолжающиеся вулканические извержения как субаэрального, так и субаквального характера.

Согласно последним исследованиям, в позднем олигоцене отмечается обмеления моря Малого Кавказа (Палеогеография СССР, т. IV, с. 38). В возникших низменных равнинах образовались озера и лагуны, в пределах которых накапливались красноцветные осадки (глины, полимиктовые пески и галечники). Иногда встречаются прослой гипса. В то же время в Ахалцихской лагуне в позднем олигоцене отлагались пески, и на заболоченных низменных берегах формировались угли и углистые глины и алевриты.

Размеры Туранского моря в олигоценное время сильно сократились и оно существовало лишь на западе Средней Азии. В мелководном нормально-соленом бассейне отлагались глинистые илы, алевриты и тонкозернистые пески олигомиктового и полимиктового состава. Известково-глинистое осадконакопление сохранилось в Туаркыре, на Большом Балхане и Кубадаге. Характерно изменение фаунистического комплекса для Туранского моря в конце раннего олигоцена на эвригалинный, что является показателем опреснения. Позднее в составе фауны вновь появляются стеногалинные формы.

В восточном направлении глубина моря уменьшалась, появились мелкие острова и поднятия. В крупных лагунах (Ферганская, Амударьинская, Сырдарьинская и Бадхызская) в начале олигоцена в условиях нормальной солености обитали моллюски, ostracodes, а позднее соленость возросла и появился гипсовый материал. Во второй половине олигоцена на месте заливов возникли низменные приморские равнины с многочисленными пересыхающими озерами и дельтами рек, в пределах которых формировались слабо карбонатные красноцветные осадки.

Сильная регрессия способствовала расширению прибрежных низменностей на восточной и северной периферии Туранского моря. После регрессии чеганского моря в Тургае образовалась низменность, на которой осадконакопление происходило в озерах, болотах, широких поймах рек и в старицах. Обломочный материал выносился реками с возвышенностей и денудационных низменностей Казахстана и Урала. По данным Т. Д. Базановой, намечается существование в пределах Тургай двух речных систем, одна из которых направлялась на юг, в сторону Туранского моря, а другая — на север. Осадки Тургайской низменности состоят из полимиктовых песков, углистых, лигнитовых глин, лигнитов и бурых углей (слабо угленосная формация).

В начале олигоцена морские условия сохранились на ограниченной площади центральных районов Западной Сибири, а позднее на всем протяжении Западной Сибири существовала низменная аккумулятивная равнина. В ее пределах располагались многочисленные озера и болота, сообщавшиеся между собой речными протоками, а также крупные транзитные речные системы, выносившие обломочный материал с денудационных поверхностей Казахстана и Алтае-Саянской области в Арктический бассейн. На протяжении олигоценового времени в Западной Сибири формировались полимиктовые песчано-глинистые осадки, а в конце олигоцена — угленосные.

Низменные равнины Западной Сибири в южном направлении постепенно сменялись низменностями Северного Казахстана, на юго-востоке — низменностями Предалтайской части Западной Сибири. В их пределах располагались крупные озерные водоемы (Иртышский, Барнаульский), мелкие озерно-болотные системы, старицы, широкие поймы рек и накапливались полимиктовые тонкозернистые пески, иногда с гравелитами (русовая фация), алевроитоглинистые и глинистые осадки, обогащенные углистым веществом, и оолитовые железные руды.

Возвышенная равнина с отдельными холмами и грядами низких гор (Казахская возвышенность) отделяла низменные аккумулятивные равнины Западной Сибири от Южно-Казахстанской низменности. Последняя изобиловала озерами, болотами и речными долинами. Реки имели радиальное направление и стекали с возвышенностей Казахстана и Средней Азии. Бассейнами стока являлись крупные озера (Южно-Балхашское и Чу-Сарысуйское). Причем Чу-Сарысуйское озеро, по-видимому, сообщалось с Ту-

ранским морем. Осадки Южно-Казахстанской низменности состоят из гидрослюдистых и гидрослюдисто-каолинитовых глин, полимиктовых алевролитов, углистых и лигнитовых глин, лигнитов и бурых углей.

В олигоценовое время произошла дифференциация рельефа Алтае-Саянской области. Появились отдельно выступающие возвышенности, выровненные горные массивы и сравнительно крупные межгорные впадины, в ряде которых располагались озера. В пределах последних формировались тонкозернистые песчано-алевроитистые и глинистые осадки.

К северо-востоку от Алтае-Саянской возвышенности находилась обширная аккумулятивная Ангарская низменность, на юго-востоке простиравшаяся до Байкальского нагорья, а на северо-западе открывавшаяся в сторону Западно-Сибирской низменности. Сохранившиеся от размыва осадки, представленные полимиктовыми песками, алевроитами и разнообразными глинами (гидрослюдистые, углистые, лигнитовые), свидетельствуют об озерно-аллювиальном происхождении и постепенном заболачивании территории Ангарской низменности в конце олигоцена.

Аккумулятивная низменность существовала в пределах современных бассейнов рек Иркинеева и Вельмы, а также в междуречье Лены и Киренги и в Забайкалье. Осадки состоят из полимиктовых песков иногда с галечными материалами, углистых и лигнитовых глин с пропластками бурых углей.

Низменные и возвышенные участки суши северной половины рассматриваемой территории покрывали смешанные хвойно-широколиственные леса, в которых принимали участие и таксодиевые. В начале олигоцена в лесной формации все еще существенная роль принадлежала субтропическим формам. Однако, начиная примерно с середины олигоцена, они уступают место умеренно-теплым листопадным. Хвойные представлены сосновыми и еловыми, а вдоль берегов озер и в долинах рек располагались представители семейств таксодиевых и водных папоротников. Леса состояли главным образом из *Juglandaceae*, *Carya*, *Betula*, *Corylus*, *Acer*, *Nyssa*, *Rhus*, *Ilex*, *Myricaceae*, *Alnus*, *Quercus*, *Fagus*, *Ulmus*, *Proteaceae* и единичных *Liquidambar*, *Magnolia*, *Myrtaceae*, *Araliaceae*. Нижний ярус лесов слагали *Lycopodium*, *Selaginella*, *Polypodiaceae*.

На юге Западной Сибири, в Тургае, на Урале и в европейской части СССР располагались широколиственные леса, состоящие из *Quercus*, *Fagus*, *Castanopsis*, *Ulmus*, *Acer*, *Tilia*, *Betula*, *Carpinus*, *Corylus* и сравнительно теплолюбивых *Rhus*, *Ilex*, *Nyssa*, *Liquidambar*, *Myrtaceae*. Прибрежные участки заняты зарослями *Taxodium*, *Typha*, *Sparganium*, *Trapa*, *Salix*, папоротников и плауновых.

В Средней Сибири, в Алтае-Саянской области и в Казахстане роль хвойных по сравнению с эоценом возросла. Наряду с хвойными здесь росли дуб, вяз, бук, орех, а на крайнем юге — падуб, нисса, ликвидамбар, лещина, граб, мирика, магнолия, рододен-

дрон, тутовые. В долинах рек располагались заросли ореховых, буковых, ольховых, ивовых и папоротников.

Лесная растительность Восточно-Европейской платформы близка к азиатской. Широко развиты таксодиевые; господствующее положение занимали мезофильные формы умеренного климата и влаголюбивые папоротники. В раннем олигоцене в пределах Украинской низменности росли *Alnus*, *Nyssa*, *Pterocarya*, *Myrica*, *Betula*, *Corylus*, *Juglans*, *Carya*, *Palmae*, *Ilex*, *Rhus*.

Однако уже в середине олигодена возросла роль *Alnus*, *Corylus*, *Carya*, *Quercus*, *Podocarpus*, *Cedrus*, *Tsuga*. К концу олигодена повсеместно исчезли теплолюбивые сообщества и лесная растительность состояла из умеренно-теплых *Betula*, *Corylus*, *Quercus*, *Ulmus*.

Кавказский остров покрывался хвойными и широколиственными лесами с примесью субтропических форм. Причем значение последних велико на южных склонах. Исходя из того, что в спорово-пыльцевых комплексах наблюдается смешивание форм, принадлежащих к различным ландшафтам, можно сделать вывод о существовании вертикальной зональности. Вместе с холоднолюбивыми (пихта) и теплолюбивыми (пальмы, миртовые, стеркулии) в спорово-пыльцевых комплексах встречается большое количество ксерофильных (эфедра) и умеренно-теплых мезофильных (тополь, ива, ольха) форм и травянистых сообществ.

Своеобразен животный мир суши олигоценовой эпохи. На островах Малого Кавказа обитали млекопитающие (Бенарская фауна), состоящая из гиелодонов, бенаротерий, ацератерий, схизотерий, протрематерий, антракотерий, парситолодонов, тестудо и др.

На юге Средней Азии низменные берега Ферганского и Афгано-Таджикского заливов покрывались хвойно-широколиственными лесами с примесью миртовых, аралиевых и кипарисовых. Наряду с лесами имелись открытые участки, на которых произрастали травянистые и ксерофильные эфедра.

В пределах Тургайской низменности обитали индрикотерии, пристинотерии, мелкие жвачные, схизотерии, энтелодонты, антракотерии, эпацетарии, преодонты, лошади, грызуны, черепахи. Состав фауны свидетельствует о существовании болотно-лесных и сухих лесостепных ландшафтов.

Близкий характер имела фауна Южно-Казахской низменности. Ее населяли индрикотерии, антракотерии, энтелодонты, цилиндродонты, тапироиды, парацератерии, халикотерии, филлотилоны, а в начале олигодена крокодилы.

В олигоценовую эпоху ареал развития нуммулитов резко сократился. В раннем и среднем олигоцене они известны на Малом Кавказе и на Карпатах, а в позднем олигоцене на территории СССР уже полностью отсутствуют. В бассейнах Крыма, Кавказа, южных районов Восточно-Европейской платформы и на юге Средней Азии в раннем олигоцене наряду с тропическими формами, сходными с обитателями Индо-Тихоокеанской области (*Lucina*,

Cardita, *Pteria*, *Crassatella*, *Cordiopsis*), известны умеренные *Solen*, *Panope*, *Pholadomya*, *Corbula* и холоднолюбивые *Nucula*, *Nuculana*, *Tellina*, *Abra*, *Mactra*, *Pectunculus*, *Cyprina*, *Thracia*, *Chlamys*, *Cultellus*, *Astarte*, *Pholas* и эвритермные *Anomia*, *Isocardia*, *Cardium*, *Ostrea*. Холоднолюбивые формы в южных районах в видовом отношении сильно обеднились, они состояли из небольшого числа экземпляров, которые, по-видимому, обитали в наиболее глубоких частях моря. С течением времени роль холоднолюбивых и эвритермных организмов резко возрастает. Почти на всей территории Юга СССР в среднем и особенно в позднем олигоцене распространены холоднолюбивые и умеренные формы *Nucula*, *Nuculana*, *Tellina*, *Abra*, *Mactra*, *Chlamys*, *Cuspidaria*, *Pectunculus*, *Cyprina*, *Thracia*, *Cultellus*, *Astarte*, *Pholas*, *Solen*, *Panope*, *Pholadomya*, *Corbula*, *Lentidium*, *Potomides*, *Polinices*, *Fussus*, *Pleurotoma*, *Leda*.

Значительные изменения, происшедшие в олигоценовое время не только в литологическом и фациальном облике осадков, но и в составе растительного и животного мира, позволяют сделать заключение о похолодании, постепенно распространившемся на юг (рис. 23). Особенно отчетливо признаки похолодания фиксируются во второй половине олигодена, когда широкое распространение получили бореальные типы флоры и фауны (Синицын, 1965).

Изменения климатических условий по времени совпали с оживлением тектонических движений. Повсеместно усилилась эрозия и денудация, началось энергичное врезание речной сети и возрос объем обломочного материала, поступающего в бассейны седиментации.

О равномерно-влажных климатических условиях в Западной и Средней Сибири свидетельствует широкое распространение слабоугленосных отложений (юг Западной Сибири, Приангарье, Западное Прибайкалье), а также наличие фаций сильно увлажненных ландшафтов, таких как пойменные, озерные и озерно-болотные.

Регрессия моря Западной Сибири отразилась не столько на распределении влажности, сколько на термическом режиме. Климат районов, примыкавших к Западно-Сибирскому морю, из мягкого морского превратился в континентальный.

Начиная с раннего олигодена на юге Западной Сибири и в Северном Казахстане распространилась флора тургайского типа, которая в отличие от эоценовой имела в своем составе большее число умеренных листопадных форм.

Существование ограничивающих возвышенностей и холмистых гряд, препятствующих продвижению холодных масс воздуха, способствовало созданию на юге Средней Сибири благоприятных микроклиматов для произрастания субтропической растительности. Однако в позднем олигоцене исчезновение вечнозеленой флоры позволяет заключить о значительном понижении температуры.

Несмотря на высокую влажность и равномерное распределение осадков, процессы химического выветривания протекали весьма

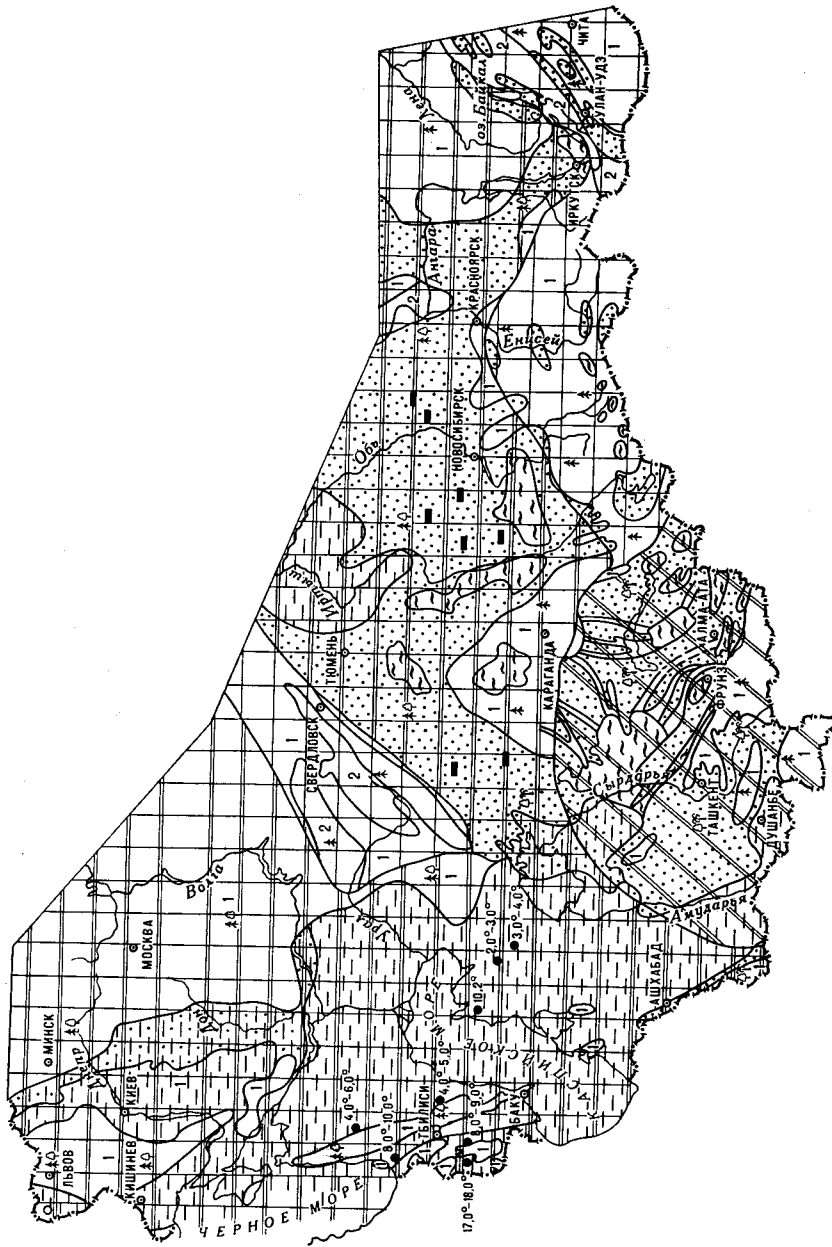


Рис. 23. Схематическая ландшафтно-климатическая карта олигоцена. Условные обозначения см. рис. 1

вяло из-за низких температур. В это время в аккумулятивные бассейны поступал слабо выветрелый материал. Осадки обогащены растительным детритом, а среди глинистых минералов много гидрослюд и монтмориллонита и довольно широко развиты процессы угленакопления.

Отчетливые признаки похолодания наблюдаются на европейской части СССР, в Средней Азии и в Казахстане. В этих районах полностью прекратились процессы химического выветривания и широко развито оподзоливание, вызванное интенсивным выносом железа почвенными растворами, обогащенными гумусом. Огромные массы железа мигрировали при размыве кор выветривания более ранних эпох. Поступление железа в бассейны аккумуляции способствовало формированию крупных месторождений сидеритово-лепточлоритовых руд (Синицын, 1965). Одним из признаков понижения температур является отмеченное В. В. Лавровым (1961) изменение минерального состава углистых глин, для которых характерна монотермитность.

На Балтийско-Уральской денудационной равнине и на денудационных поверхностях Украины и Северного Казахстана, в аккумулятивных низменностях Приаралья и Тургая в олигоцене изменился тип растительности. В этих районах произрастали хвойные и хвойно-листопадные влаголюбивые леса. На изменение состава растительных ассоциаций в зависимости от климатических условий, которые стали тепло-умеренными влажными, указывали многие исследователи и, в частности, А. Н. Криштофович (1946), В. М. Синицын (1965) и др.

О значительном понижении температур морских вод бассейнов Восточно-Европейской платформы и Крыма свидетельствует не только широкое распространение терригенных слабо карбонатных осадков и постепенное сокращение площадей глауконитообразования, но и развитие бескарбонатных монтмориллонитовых и гидрослюдистых глин, которые, по данным М. А. Ратеева (1964), характерны для областей с сравнительно низким термическим режимом.

На Восточно-Европейской платформе и в Средней Азии в раннем олигоцене обитали наряду с тропическими организмами умеренные и холоднлюбивые бентосные формы, а в позднем олигоцене известны лишь умеренные и холоднлюбивые двустворчатые и брюхоногие моллюски.

Существование нуммулитов в раннем олигоцене на крайнем юге и западе европейской части СССР позволяет считать термический режим этих территорий близким к тропическому. Температуры раннего олигоцена, определенные по раковинному веществу двустворчатых моллюсков Малого Кавказа, оказались равными 17—18°C. В Северном Закавказье средние температуры в раннем олигоцене колебались в пределах 14—16°C. Несколько более низкие температуры для раннего олигоцена получены для южных районов Восточно-Европейской платформы, где они не превышали 12—13°C.

В среднем и позднем олигоцене температуры резко понизились. В Северном Закавказье они колебались в пределах 8—10°C. Сравнительно низкие значения установлены для бассейна Северного Кавказа, где средние температуры в позднем олигоцене не превышали 6°C. Наиболее низкие температуры позднего олигодена зафиксированы в Приаралье и в Тургайском прогибе, в которых они не превышали 3—4°C.

В Южном Приаралье, в Центральном и Южном Казахстане и в прилегающих частях Средней Азии распространена слабо карбонатная красноцветная формация, глинистая часть которой состоит из монтмориллонита. Это с определенной долей условности позволяет считать климат области переменено-влажным.

На этой территории большим распространением пользуются осадки озерных, русловых и пойменных фаций. Растительность дифференцирована и выделяются леса долин, состоящие из влаголюбивых форм, главным образом, из таксодиевых, буковых, гикори, лапины, ликвидамбар. Водораздельные пространства и денудационные низменности заняты засухоустойчивой растительностью. В составе лесов принимали участие лавры, циннамомумы, сассафрасы, фисташки и ксерофитные кустарники.

Дифференцированный характер имела и индрикотериевая фауна. Различаются сообщества долинные и болотные (аминодонты и атракотерии) и полусухих междуречных пространств (индрикотерии, наземные черепахи) (Синицын, 1965).

По данным В. М. Синицына (1965), редколесье позднего олигодена напоминало собой современные жестколистые вечнозеленые леса Восточного Средиземноморья со среднегодовыми температурами около 10—12°C и годовой суммой атмосферных осадков около 800 мм/год с крайне неравномерным их распределением в течение года.

В целом в развитии ландшафтов и климатической зональности территории Юга СССР в палеогене намечаются два неравноценных этапа: палеоцен-эоценовый и олигоденовый. Причем последний составляет единое целое с более поздним неогеновым этапом. В палеоцене и эоцене значительные площади занимали эпиконтинентальные мелководные моря, имевшие широкие связи с Арктическим бассейном и тропическим океаном Тетис. Области континентальной аккумуляции представляли собой прибрежные озерно-дельтовые, низменные озерно-аллювиальные и аллювиальные равнины, роль которых постепенно возрастала к концу этапа. Широким развитием пользуются олигомиктовые и мономиктовые морские и континентальные отложения с большим количеством глауконита, кварца, гидроокислов железа и каолинита, разнообразные кремнистые осадки и сравнительно ограниченное распространение имеют карбонатные отложения, сосредоточенные на крайнем юге.

Рельеф денудационной суши был низменным и сильно выровненным, что позволяло значительно воздействовать на горные породы агентам выветривания. Обилие атмосферных осадков и

полноводность рек, большое количество агрессивных органических соединений в грунтовых и почвенных водах создавало необходимые предпосылки для процессов выщелачивания и суффозии в областях развития карбонатных и карбонатно-терригенных пород на суше. В условиях низменного рельефа создавался своеобразный карстовый ландшафт, в пониженные участки которого сносятся и здесь аккумуляровался материал размыта кор выветривания.

Климат в палеоцене, эоцене и частично в начале раннего олигодена был слабо дифференцирован и распределение тепла и атмосферных осадков происходило равномерно. По данным В. М. Синицына (1965) и А. А. Борисова (1975), слой облаков в палеоцене был более обширным и плотным, чем в современную эпоху. Ввиду отсутствия снежного покрова и сильного развития растительности отражательная способность (альbedo) была низкой.

В течение палеоцена и эоцена значительная часть территории Юга СССР характеризовалась существованием влажного тропического климата и лишь на севере климатические условия были близки к субтропическим. Теплые морские течения, проникающие далеко на север, способствовали смягчению климата и вызывали повышение термического режима прилегающих областей суши. Переменно-влажные и аридные условия сохранились в Средней Азии и на юге Казахстана и лишь в отдельные кратковременные периоды времени (поздний палеоцен, средний эоцен) изменения в распределении атмосферных осадков происходили в центральных районах Русской платформы, в Казахстане, в Западной и Средней Сибири.

Вплоть до раннего олигодена латеритный и каолиновый тип выветривания и субтропическая растительность распространялись далеко на север. Отличительной чертой субтропического климата палеогена от современного является то, что еще не существовало отчетливо выраженного прохладного сезона (Синицын, 1965; Страхов, 1962), связанного с вторжением холодных масс воздуха из областей полярного и умеренно-холодного климата. Однако до конца раннего олигодена области полярного и умеренно-холодного климата отсутствовали.

Более существенное влияние на климат и связанное с ним течение и интенсивность гипергенных процессов оказывала влажность, общее количество и распределение на протяжении года атмосферных осадков. Неравномерное увлажнение материковой, особенно азиатской части, связано с существованием в центральных районах Евразии огромной аридной области и морских акваторий в Европе, в центральных и северных районах Сибири и в современной тропической области Земли, что способствовало возникновению различных барических центров и циркуляции атмосферы. Учитывая низкое гипсометрическое положение континентальных пространств, можно сказать, что рельеф на циркуляцию атмосферы и распределения воздушных масс не оказывал скольнибудь существенного влияния. Поэтому даже небольшим измене-

ниям в распределении влажности были подвержены огромные территории.

Начиная с середины раннего олигоцена происходит похолодание и умеренно-теплые климатические зоны постепенно смещаются от полюса к югу. Климат становится дифференцированным и более континентальным. Континентальность климата была вызвана постепенным обмелением, а затем почти полным исчезновением морей в Западной Сибири, в центральных и частично в южных районах Русской платформы и Средней Азии. Большое развитие получили денудационные поверхности, рельеф которых стал более возвышенным и контрастным из-за крупных блоковых перемещений. Одновременно с этим сильно расширились области континентальной аккумуляции, особенно озерно-аллювиальные и аллювиальные низменности, в пределах которых располагались обширные, но мелководные озера, широкие долины полноводных рек и озерно-болотные системы.

Похолодание прогрессировало, и в конце олигоцена среднегодовые температуры в южных морях понизились на 10—15°. Далеко к югу сместилась зона субтропического климата, а на севере по литологическим и палеонтологическим данным фиксируется существование умеренного термического режима. Одновременно с похолоданием происходит усиление континентальности климата (Синицын, 1965), вызванного значительной регрессией. Все отчетливее выражается сезонность климата, возникают суточные и сезонные температурные контрасты. Это особенно хорошо отразилось на широком распространении древесной растительности с годовыми кольцами. В олигоцене общее количество атмосферных осадков было высоким, а распределение их в течение года, за исключением Средней Азии и юга Казахстана, равномерным.

ЛАНДШАФТНО-КЛИМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ НЕКОТОРЫХ ГИПЕРГЕННЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

На территории Южной Украины, Казахстана, юга Западной и Средней Сибири известны месторождения и проявления бокситов, приуроченные к определенным стратиграфическим уровням. В настоящее время, несмотря на многочисленные фактические данные о возрасте бокситоносных отложений, с молчаливого согласия многих исследователей, принимается слишком длинный промежуток времени для их формирования (несколько веков, а иногда и целый период). Однако однообразные и совершенно неизменные физико-географические и тектонические условия, даже на платформах, вряд ли могли существовать на протяжении нескольких десятков миллионов лет. Не только ландшафтные обстановки, но и климатические условия вместе с интенсивностью и направленностью тектонических движений неоднократно менялись в течение одного века.

Как известно, коры выветривания являются лишь predisposing факторами для бокситообразования и наличие их в том или ином регионе не может рассматриваться как действительный признак бокситоносности территории. Для образования залежей бокситов в результате переотложения материала кор выветривания, их захоронения и тем более для последующей бокситизации (латеритизация) должны были существовать благоприятные ландшафтные и климатические обстановки. Имеющие широкое распространение карстовые бокситы сформировались в процессе латеритизации рыхлого материала, снесенного с окружающих возвышенностей (Бушинский, 1964, 1975; Пастухова, 1975). Поэтому многочисленные находки органических остатков, особенно спор и пыльцы, в бокситоносных отложениях карстовых полостей свидетельствуют лишь о возрасте переотложения материала, а не о возрасте бокситорудного процесса. Однако верхний возрастной предел его также не может быть точно установлен по перекрывающим отложениям, поскольку их возраст варьирует в широких диапазонах, даже в пределах одной группы месторождений. Вместе с тем небольшой стратиграфический интервал между подстилающими и перекрывающими бокситовые тела отложениями в единичных разрезах позволяет более или менее точно определить возраст бокситового тела в целом, наметить региональные эпохи бокситообразования и скорректировать их по климатической приуроченности.

Изучение стратиграфического положения бокситоносных залежей во многих месторождениях и проявлениях Южной Украины, Южного Урала, Мугоджар, Тургайского прогиба, Центрального Казахстана, Салаирского кряжа, Кузнецкого Алатау, Чулымо-Енисейской впадины, Нижнего Приангарья и Западного Прибайкалья, анализ палинологического, порой разнохарактерного материала по этим месторождениям позволил установить на территории СССР аптскую, альб-раннесеноманскую, маастрихтскую и позднепалеоцен-среднеэоценовую эпохи бокситообразования (табл. 3). При их выделении, кроме личных данных, были использованы геологические и стратиграфические результаты исследований А. Н. Александровой и др. (1975 г.), А. Р. Ананьева (1947), К. В. Боголепова (1958 г., 1961), Е. П. Бойцовой (1961), В. А. Вахрамеева (1952), Е. М. Великовской (1936 г.), А. В. Лейпцига и др. (1975), А. Д. Заклинской (1955), Л. И. Киселева (1963), А. Н. Криштофовича (1936), М. П. Нагорского (1943 г., 1964), Г. Н. Папулова (1974), З. К. Пономаренко (1966) и многих других.

В Средней Азии наряду с палеозойскими бокситами известны рэт-нижнелайасовые (Коннов, 1971). Небольшим развитием латеритные бокситы этого же возраста пользуются в Мугоджарах (Киселев, 1972). На уровне позднего плинсбаха и тоара известны небольшие проявления бокситов на Карпатах (А. А. Денисевич, 1960 г.; В. И. Славин, 1963 г.), на Северном Кавказе и в Туаркыре. Оксфорд-кимериджский возраст имеют бокситы Крыма.

Латеритные бокситы в пределах СССР пользуются ограниченным распространением и известны лишь на Южной Украине и в Мугоджарах. Основную массу составляют бокситы осадочного происхождения. В ряде месторождений Казахстана и Сибири среди них присутствуют обломки алюмо-железистого панциря и латеритных бокситов с реликтовой структурой основных эффузивов, амфиболитов и кристаллических сланцев.

Известные в настоящее время реконструкции древних климатов, осуществленные для крупных отрезков геологического времени (Страхов, 1962 г.; Сеницын, 1965, 1966), недостаточны для удовлетворительного объяснения климатической природы происхождения бокситов. Большинство исследователей считают, что на территории Юга СССР возможно существование тропического или близкого к нему климата и в связи с этим формирование латеритных покровов, а также вторичная латеритизация разнохарактерного осадочного материала. В то же время А. В. Кривцов (1968), предполагая о наличии в эпохи бокситообразования умеренного или умеренно-теплого климата, явно неблагоприятного для образования латеритного профиля выветривания, делает вывод о гомогенном происхождении большинства месторождений бокситов.

Энергично протекающие процессы выветривания часто объясняются влиянием тектоники и рельефа. Однако на примерах современного выветривания и денудации выявляется, что существует переоценка тектонического и геоморфологического факторов

и определенная недооценка биоклиматического, так как ни тектоника, ни рельеф непосредственного участия в выветривании не принимают, а являются предрасполагающими условиями.

Широкое распространение латеритных кор выветривания в современном переменном-влажном тропическом климате Африки позволило многим исследователям считать эти условия благоприятными для процессов латеритизации. Действительно, во время сухого периода прогревание почвы и коры выветривания на 15—20° выше, чем во влажном климате. Это, на первый взгляд, способствует возрастанию скорости химических реакций. Однако при этом надо учитывать, что суточные, месячные и сезонные колебания свойственны лишь приповерхностной части и на глубине порядка нескольких десятков сантиметров устанавливается постоянная температура, равная 20—25°С.

Выветривание, протекающее при термическом режиме не ниже 20°С и при достаточно высокой влажности, в зоне развития тропического дождевого леса способствует накоплению глинозема и гидроокисей железа. Большое количество атмосферных осадков благоприятствует промыванию коры выветривания и установлению нейтральной или слабо кислой среды.

В условиях кислой среды происходит связывание глинозема с кремнеземом и образуется каолинит. Каолиновый профиль выветривания формируется в сильно увлажненных низменных участках в зоне тропического климата. В этой же зоне, но на плоских возвышенностях с хорошим дренажем возникают коры выветривания с латеритным профилем.

При изменении климатических условий в корях выветривания развивается гипергенный метасоматоз. Часть элементов и соединений мигрирует с инфильтрационными и грунтовыми водами, выпадая при резком изменении режима.

Проведенные палеоклиматические исследования отдельных веков юрского, мелового и палеогенового периодов Юга СССР позволяют сделать выводы о ландшафтно-климатической приуроченности кор выветривания, осадочных и латеритных бокситов.

Ввиду мелкомасштабности составленных палеоклиматических карт вполне естественно, что отображенная на них климатическая зональность и ландшафтные области являются сильно схематизированными. Тем не менее нанесение на палеоклиматические карты месторождений и проявлений бокситов с достоверно установленным возрастом позволяет сделать принципиальные выводы о приуроченности их к определенным ландшафтно-климатическим зонам.

Как правило, латеритные бокситы, а также коры выветривания, содержащие в верхних частях профиля минералы свободного глинозема, т. е. коры выветривания с латеритной или каолиново-гипсбитовой зоной, приурочены к ландшафтной области низменных денудационных равнин, расположенных в тропическом влажном климате и покрытых лесами. Латеритный профиль коры выветривания развивается в тропическом равномерно-влажном климате на относительно приподнятых столовых возвышенностях и на их

Основные эпохи формирования

Возраст	Карпаты (Рударня)		Северный Кавказ	Туаркыр	Средняя Азия		Южная Украина		Урал		Мугоджары		Северный Кавказ			
	Олигоцен	Зоцен			Смелянское месторождение	Высокопольское месторождение	Соколовское месторождение	Мугайское месторождение	Талдыч-Ащесайское проявление	Кайндикское и Каракульское проявление	Ново-Бурановское проявление	Аятский район	Верхнегобольский район	Кустанайский район		
Палеоцен																
Датский																
Маастрихтский																
Кампанский																
Сантонский																
Коньякский																
Туронский																
Сеноманский																
Альбский																
Аптский																
Барремский																
Готеривский																
Валанжинский																
Волжский																
Кимериджский																
Оксфордский																
Келловейский																
Батский																
Байосский																
Ааленский																
Тоарский																
Плинсбахский																
Синемюрский																
Геттангский																
Рэтский																

бокситов Юга СССР

Таблица 3

Кушмурунский район	Иргизский район	Амангельдинский район	Селетинский район	Целиноградский район	Присалаирский район	Ненинско-Чумышская впадина	Кузнецкий Алатау	Чулымо-Енисейская впадина	Беллыкское Белогорье	Центрально-Енисейский район	Приангарский район	Чадобецкий район	Корсаковская впадина	Тулонская впадина

пологих склонах. Высокие температуры, большое количество атмосферных осадков, проницаемость осадочного чехла и хорошие дренажные условия, а также низкое положение уровня грунтовых вод благоприятствуют интенсивному выветриванию. В той же климатической зоне, но в иных ландшафтных условиях вместе с латеритной корой выветривания сосуществуют коры с каолинитовым профилем, развивающиеся по тем же материнским породам. Каолинитовые коры располагаются в низменных сильно увлажненных местах с затрудненным дренажем и с высоким уровнем грунтовых вод. Именно эти участки наиболее подвержены затоплению поверхностными водами и заболачиванию.

Промежуточное положение в рельефе, а следовательно, и в ландшафтной обстановке занимают коры выветривания с каолинит-гипсбитовой зоной. Они формируются на пологих склонах, у подножия небольших возвышенностей и на высоких террасах, где уровень грунтовых вод подвержен многократным колебаниям.

Изменение в режиме выпадения атмосферных осадков, особенно при наступлении периодичности, влечет за собой деградацию растительного покрова, способствует появлению кирасы над латеритными корами выветривания. Смена постоянно-влажного тропического климата на переменного-влажный, постепенное удлинение сухих сезонов приводят не только к прекращению латеритного процесса, но и к разрушению уже созданных остаточных латеритных бокситов (Милло, 1968, Garvalho, 1969). В основе неправильной интерпретации ландшафтно-климатической обстановки, в которой протекал латеритный процесс, лежит ошибочное смешение двух различных процессов — латеритизации, когда происходит относительное накопление свободного глинозема, и кирасирования, т. е. накопления окислов железа и цементации ими выветрелого материала.

Как показали исследования последних лет, в том числе и автора (Акаемов и др., 1975), протекающие в современной зоне саванн процессы деградации латеритных бокситов свидетельствуют о их несовместимости с современными климатическими условиями. В одних случаях на латеритных покровах развиваются почвы, состоящие из продуктов их разрушения и находящиеся в равновесном состоянии с существующими в настоящее время климатом и типом растительности, в других — происходит их кирасирование. В районах, испытавших поднятие, протекает интенсивная эрозия латеритных покровов и кор выветривания и снос продуктов разрушения на более низкие уровни с последующей цементацией окислами железа и кирасированием.

Бокситы осадочного происхождения располагаются в зоне переменного-влажного климата с тропическим и реже субтропическим термическим режимом. Месторождения сосредоточены в областях перехода низменных денудационных равнин в аккумулятивные, в отрицательных формах карстового рельефа, а также на прибрежной озерно-дельтовой и озерно-аллювиальной низменных равнинах.

Значительное изменение режима выпадения атмосферных осадков влечет за собой деградацию лесного покрова и способствует резкому усилению эрозии и денудации. Разрушаются кирасы, а затем размываются латеритный и каолинитово-гипсбитовый профили выветривания. Продукты размыва коры выветривания сносятся поверхностными водами и переотлагаются у подножия возвышенностей и в отрицательных формах рельефа. Пролувиальные и пролувиально-делювиальные скопления обломков латеритных бокситов и кирасы образуют довольно широкие шлейфы. Такого типа месторождениями являются Карагандысайское и Кировское в Мугоджарах.

В областях развития карбонатных и карбонатно-терригенных пород на низменной денудационной равнине и на выровненных поверхностях возвышенной равнины формируется своеобразный карстовый ландшафт. Вместе с ростом отрицательных форм карстового рельефа происходит их постепенное заполнение пролувиальными, делювиальными, аллювиальными и озерными осадками. Наряду с продуктами кор выветривания алюмосиликатных пород и обломками латеритных бокситов среди отложений большое распространение имеет слабо выветрелый материал. При хорошем дренаже разнофациальный материал в условиях тропического климата со среднегодовыми температурами не ниже $+18^{\circ}\text{C}$ и с большим количеством атмосферных осадков претерпевает латеритизацию.

Наряду с осадочно-латеритными бокситами большим распространением пользуются осадочные бокситы, значительная часть которых образована за счет размыва и механического переотложения как латеритных, так и осадочно-латеритных бокситов. Они могут залегать не только на карбонатных, но и на алюмосиликатных породах и на корях выветривания.

В основном осадочно-латеритные и осадочные месторождения бокситов были сформированы в результате взаимодействия пролувиального и делювиального процессов. В одном случае осуществляется латеритизация полигенного материала, а в другом — переотлагаются ранее сформированные бокситы. Они приурочены к бортовым частям карстовых воронок или к склонам возвышенностей и постепенно сменяются шлейфами пролувиальных образований, сосредоточенных у подножия склонов или в днище карстовых воронок.

Незначительным распространением пользуются месторождения делювиального происхождения, образованные за счет переотложения минеральных частиц и обломков вдоль пологих склонов возвышенностей и карстовых воронок. Бокситовые образования этого типа выклиниваются в верхних частях склонов.

Более широко распространены месторождения аллювиального происхождения, приуроченные к речным долинам и к овражно-балочным системам. Мелкие тела бокситов располагаются вдоль древних русел рек на расстоянии нескольких километров. Сравнительно тонкий состав вмещающих осадков и наличие лигнито-

вых и углистых глин позволяет считать их пойменными фациями. Наряду с бокситами такого типа встречаются бокситоносные осадки с плохой отсортированностью и грубым составом обломочного материала, которые сосредоточены в верхних частях древних оврагов и балок.

Бокситы озерного и озерно-аллювиального происхождения связаны с замкнутыми и полузамкнутыми котловинами, расположенными на низменных равнинах. В большинстве случаев бокситы перекрываются лигнитовыми и углистыми глинами, фиксирующими стадию заболачивания. Иногда лигнитовые глины залегают между пластами бокситов.

Среди седиментационных месторождений бокситов Д. Г. Сапожников (1972) выделяет класс полигенных, характеризующихся наличием нескольких залежей различного происхождения (склонового, речного и озерного). Близкими к ним являются карстовые месторождения. Вначале в крупных карстовых воронках отлагается грубообломочный материал пролювиально-делювиального происхождения, а затем мелкозернистый делювиальный, а в конце — озерный или озерно-болотный. Бокситовые месторождения карстового типа формируются в результате взаимодействия двух процессов — процессов выщелачивания и суффозии и осадочной седиментации. Днища карстовых воронок в начале своего образования заполняются грубым, но хорошо проницаемым материалом, принесенным как временными и постоянными речными потоками, так и гравитационным путем. С течением времени грубость материала уменьшается и осадочный цикл заканчивается формированием углистых глин и лигнитов в застойном водоеме или болоте. Однако в результате снижения базиса эрозии и понижения уровня грунтовых вод, вызванного омоложением рельефа или блоковыми движениями, происходит переуглубление карстовых депрессий и их значительное расширение. Вначале осуществляется частичный размыв ранее сформированных осадков, а затем происходит осаждение материала. Причем во многих месторождениях Казахстана и Сибири имеются несколько аналогично построенных ритмов.

В геосинклинальных областях месторождения бокситов образуются на приморских карровых полях с карбонатным субстратом. Среди бокситов иногда встречаются слоистые текстуры и линзы окремнелого известняка с морской фауной. Это свидетельствует о периодическом затоплении морем низменных участков. На основе серии палеоклиматических карт составлены палеоклиматические кривые, которые отражают изменения во времени термического режима и влажности (табл. 4). При сравнении палеоклиматических кривых отдельных районов намечаются иногда существенные отклонения, вызванные изменениями климатической зональности. Нанесение на схемы уровней бокситообразования, типа коры выветривания и ряда других гипергенных полезных ископаемых, характерных для того или иного района, позволяет наглядно выявить климатическую приуроченность и делает воз-

можным выявить климатические условия, благоприятные для их образования в геологической истории региона.

Таким образом, благоприятными для формирования латеритных кор выветривания и латеритных бокситов являются области низменных денудационных равнин с тропическим климатом. Среднегодовые температуры воздуха здесь не опускались ниже +22—25°C, а годовое количество осадков составляло не менее 2000 мм. Однако одним из неперенных условий является равномерное распределение атмосферных осадков в течение года.

В областях с тропическим или субтропическим климатом, со среднегодовыми температурами не ниже +18—20°C, с годовым количеством атмосферных осадков не менее 1500 мм, но с сезонным их распределением формируются осадочные бокситы. В условиях низменного слабо контрастного рельефа с переменновлажным тропическим или субтропическим климатом (ландшафтная зона саванн или разреженных лесов) осуществляются в широких масштабах размыв, перенос и аккумуляция тонкого, но интенсивно выветрелого материала.

Разнофациальный и в разной степени выветрелый обломочный материал, сконцентрированный в понижениях карстового ландшафта при переменновлажном климате с высокими среднегодовыми температурами, при хорошем дренаже, в условиях промывного режима испытывает сильное влияние растительности, продуктов ее разложения и атмосферных агентов выветривания. Благодаря такому воздействию осадочный материал подвергается латеритизации.

Желваковые и пластовые залежи фосфоритов пользуются широким распространением на Восточно-Европейской платформе, на Кавказе и в Средней Азии. Основным поставщиком фосфора являлись денудационные поверхности суши. Освобожденный в процессе выветривания фосфор выносился реками. Скопление фосфоритов характерно для бассейнов с неустойчивым гидродинамическим режимом. Они приурочены к районам с сильными подводными течениями, к береговой зоне (литоральная и сублиторальная зоны моря) или к зоне перехода шельфовой отмели к материковому склону. Эта закономерность достаточно хорошо отражается на ландшафтно-климатических картах (см. рис. 8, 9, 13, 14, 15, 17, 18, 20, 22).

Согласно Н. М. Страхову (1960), фосфориты возникали не только в морях гумидных областей, но и в аридных. Моря аридных областей или переменновлажного климата с длительными периодами засухи имели нормальную соленость. В постоянно-влажном и переменновлажном теплом климате формировались желваковые залежи, а в аридном — пластовые.

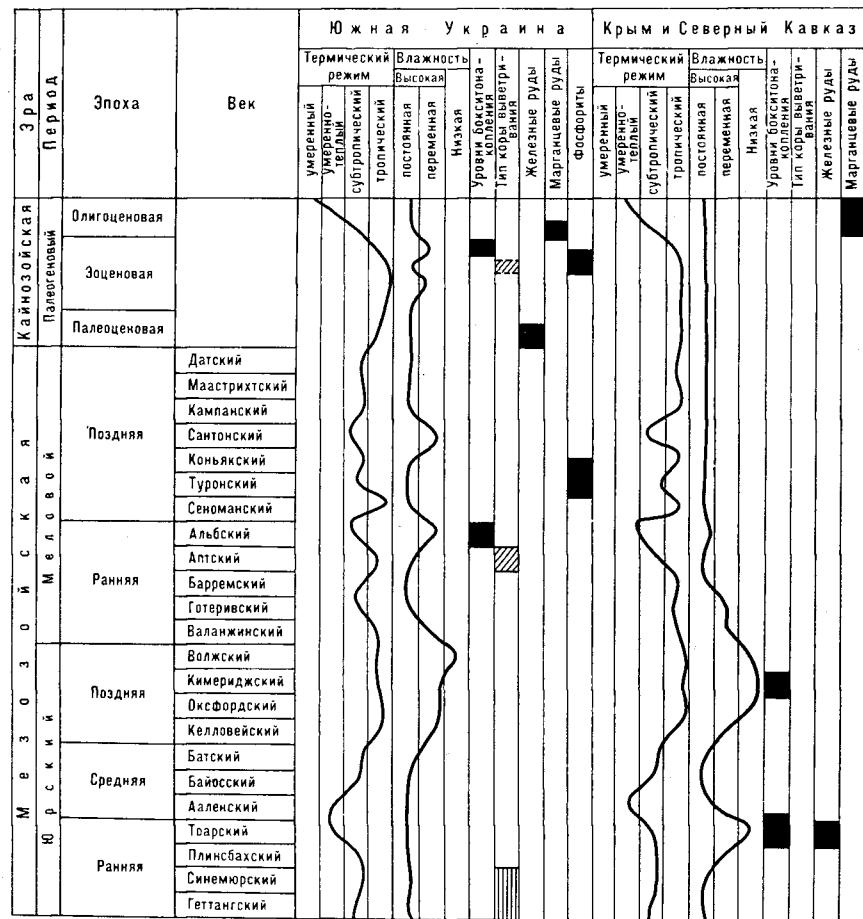
Желваковое фосфоритонакопление является седиментационно-диагенетическим. Оно характерно для областей замедленного осадконакопления с небольшим количеством терригенного материала (Страхов, 1960) и сосредоточено в эпиконтинентальных платформенных морях на глубинах до нескольких десятков метров.

Желваковые залежи фосфоритов ассоциируются с сероцветными олигомиктовыми тонкозернистыми формациями.

В отличие от желваковых пластовые фосфориты являются оолитовыми или микрозернистыми с отсутствием характерных следов перемыва. Концентрация фосфора характерна для районов вы-

Месторождения осадочных железных руд располагаются в прибрежной мелководной части морских бассейнов (литоральная и сублиторальная зоны) и на территории прибрежной озерно-дельтовой низменной равнины, подвергавшейся периодическому затоплению.

Взаимосвязь некоторых гипергенных полезных ископаемых с климатическими условиями



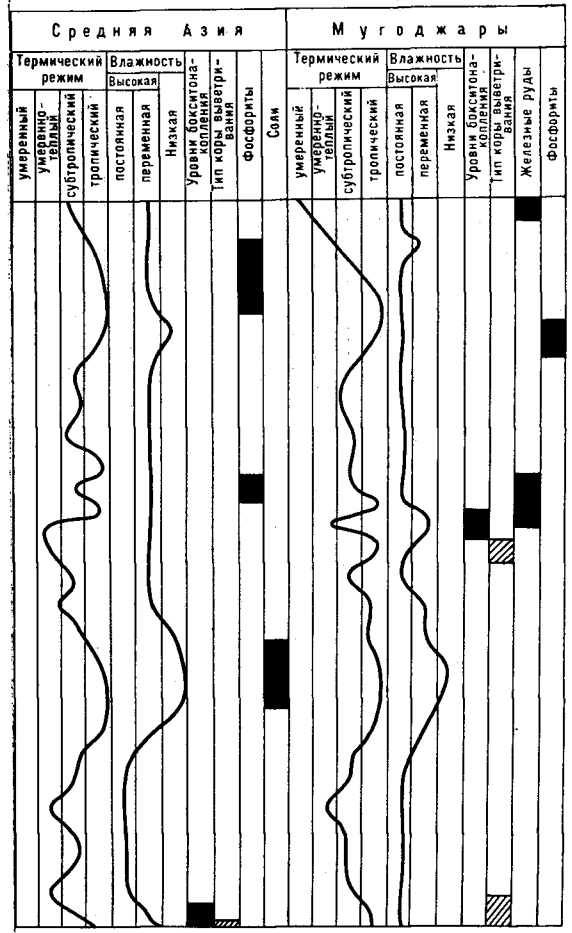
Уровни формирования гипергенных полезных ископаемых (черный квадрат) / Коры выветривания латеритного типа (штрихованный квадрат)

ветривания в областях тропического и субтропического влажного климата.

Желваковые залежи фосфоритов на Русской платформе и в Средней Азии (см. табл. 4) приурочены к постоянно-влажному климату с тропическим или субтропическим термическим режимом.

Таблица 4

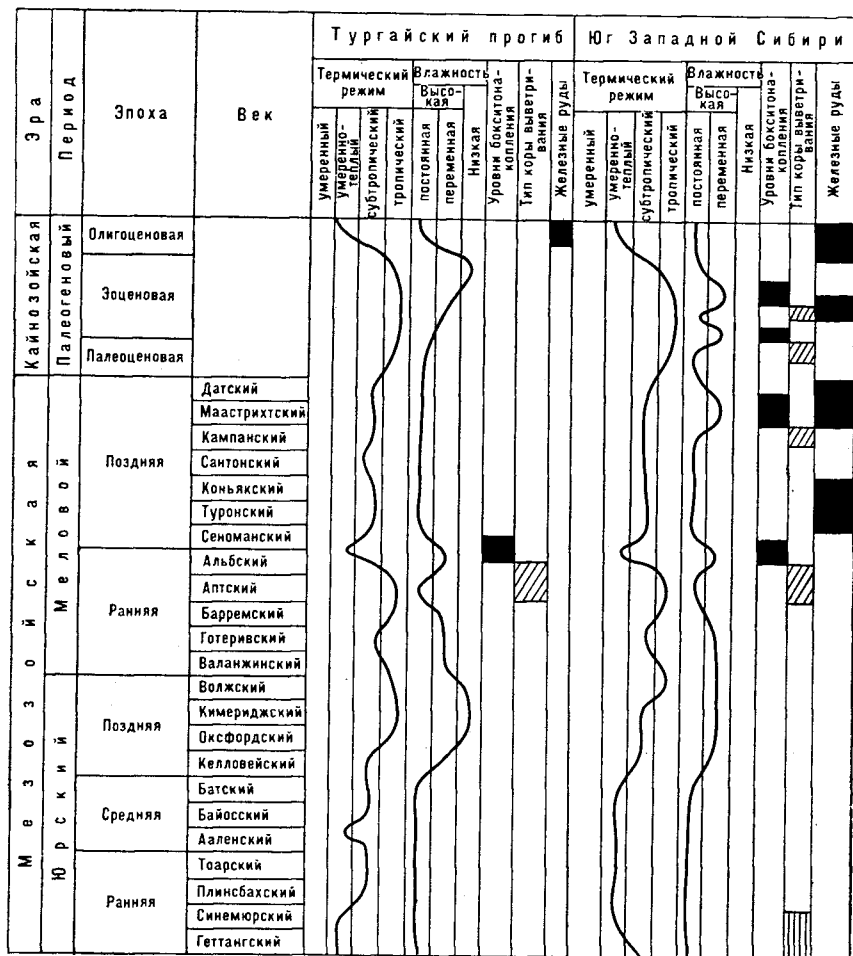
юга европейской части СССР, Мугоджар и Средней Азии



Коры выветривания каолинового типа (штрихованный квадрат)

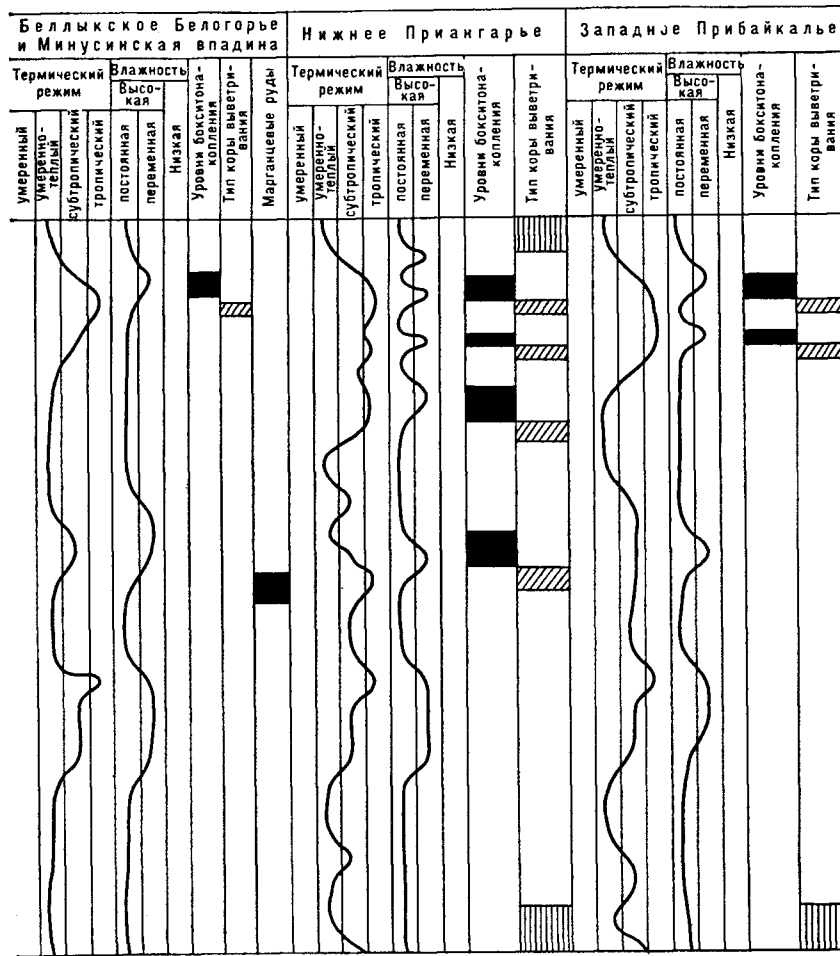
Прибрежно-морскими являются железные руды Западной Сибири, а континентальными — Северного Приаралья и Тургая. Последние, по Л. А. Формозовой (1960), образовались в речных руслах, дельтах и лиманах. Рудные концентрации характерны не для старичных и пойменных, а для русловых фаций. Первичные залежи оолитовых железных руд сосредоточены в прибрежно-морских

Взаимосвязь некоторых гипергенных полезных ископаемых с климатическими



■ Уровни формирования гипергенных полезных ископаемых

условиями Тургайского прогиба, южных районов Западной и Средней Сибири



▨ Коры выветривания латеритного типа

▧ Коры выветривания каолинового типа

осадках, а впоследствии происходил их размыв и переотложение речными потоками (Броневова, 1969).

Анализ климатических условий возникновения железных руд, проведенный Н. М. Страховым (1947), фактический материал, изложенный выше, и составленные на основе палеоклиматических карт кривые термического режима и влажности (см. табл. 5) позволяют считать, что железные руды приурочены к областям с влажным климатом с равномерным распределением атмосферных осадков в течение года и распространены в зоне умеренно-теплого и субтропического термического режима. Концентрация железа на континентах происходила в процессе формирования

латеритного и частично каолинового профиля выветривания в области равномерно-влажного тропического климата (Кимперсайский массив, верховья р. Малки). Значительная часть железа выносилась поверхностными водами в условиях нейтральной или слабо кислой среды и осаждалась при изменении среды на слабо щелочную в прибрежных участках моря. Крупным аккумулятором осадочного железа в меловом периоде являлся Западно-Сибирский морской бассейн, а в конце палеогена — его южные окраинные зоны и Тургайский залив Туранского моря. В тропических и субтропических условиях в прибрежных частях морей формировались сидериты, гидрогетиты, гидрогематиты, лептохлориты, шамозиты.

Заключение

Проведенные ландшафтно-климатические исследования юрского, мелового и палеогенового периодов южных районов СССР позволили выявить распределение и динамику развития ландшафтных и климатических условий. Изменение термического режима и влажности на протяжении этого времени отображено в табл. 4.

Климатические условия мезозоя и раннего палеогена характеризовались большей гумидностью, высоким термическим режимом по сравнению с современной эпохой и отсутствием дифференциации. Выделенные умеренные и умеренно-теплые зоны являются основными, отличаются от современных более высокими температурами и близки к субтропическому климату. Низменный рельеф земной поверхности слабо влиял на циркуляцию атмосферы и географию климата. Вместе с тем существовало и направленное изменение климата, выразившееся в увеличении континентальности, постепенном похолодании и, возможно, в усилении солнечной радиации и в отражательной способности земной поверхности. В связи с этим происходит постепенная смена органического мира; появляются более высокоорганизованные формы растений и животных, хорошо приспособленные к обитанию в соответствующих ландшафтно-климатических обстановках.

На фоне общей направленности изменения климата устанавливаются периодические смены в распределении влажности на территории Юга СССР. В целом для Юга СССР характерны следующие климатические фазы: ранний и средний триас — аридная, поздний триас, ранняя и средняя юра — гумидная, поздняя юра, начало раннего мела — аридная, ранний и поздний мел и палеоген — гумидная. Вместе с тем выделяются переменновлажные климатические условия, которые свойственны альб-раннесеноманскому, маастрихтскому, позднепалеоценовому и среднеэоценовому времени.

Дифференциация климата по термическому режиму и влажности начинается во второй половине палеогена и особенно резко проявилась в олигоценую эпоху. Несмотря на сравнительно низкие среднегодовые температуры в позднем олигоцене в умеренных и умеренно-теплых климатических зонах больших значений отрицательные температуры не достигали.

Каждой климатической области или зоне свойственны определенный тип корообразования и набор гипергенных полезных ископаемых. В области аридного климата интенсивность процессов выветривания и связанного с ним рудообразования сильно ослаб-

лена. В крупных озерах и морях с повышенной соленостью формируются, прежде всего, соленосные отложения, содержащие смесь редких и рассеянных элементов. Главными факторами переноса осадочного материала являются временные потоки, которые выносят в пониженные формы рельефа продукты механической дезинтеграции. Обломочный материал концентрируется в виде конусов выноса временных потоков, образуя протяженные шлейфы делювиальных и пролювиальных образований, а также в дельтах крупных рек. Среди осадочных образований континентального происхождения присутствуют делювиальные и аллювиальные россыпи благородных металлов, медистые песчаники, а в прибрежной части морей с нормальной соленостью распространены пластовые залежи высококачественных фосфоритов.

В области субтропического постоянно-влажного климата, которая отличается от тропической лишь более низким термическим режимом и при сравнении с современными климатами является ослабленной тропической, процессы выветривания протекают более интенсивно и коры выветривания достигают каолиновой стадии. Во время выветривания освобождаются и выносятся труднорастворимые соединения. Фациальный ряд по сравнению с аридной областью более богат. Наряду с пролювиальными и делювиальными фациями распространены пойменные, русловые, озерные и болотные. С формированием элювиальных месторождений железа, марганца и фосфора с корами выветривания генетически связаны россыпи, осадочные месторождения железа и марганца, кварцевых песков и каолиновых глин. В морских бассейнах большим развитием пользуются разнообразные кремнистые образования и фосфориты.

В области переменновлажного климата с тропическим термическим режимом происходит кирасирование латеритных кор выветривания. При увеличении продолжительности сухого периода, обильном выпадении атмосферных осадков в дождливом сезоне и блоковых перемещениях осуществляется размыв кирасы и латеритного профиля коры выветривания. В условиях переменновлажного климата в различных палеогеографических обстановках формируются осадочные и осадочно-латеритные месторождения бокситов, россыпи титана и благородных металлов. Титановые россыпи связаны с элювиально-делювиальными, делювиально-аллювиальными, аллювиально-озерными, дельтовыми, лагунно-дельтовыми и прибрежно-морскими фациями.

Осадочно-латеритные месторождения бокситов концентрируются в областях карстового ландшафта и приурочены к пролювиально-делювиальным, делювиальным и озерным фациям. Осадочные бокситы являются полифациальными образованиями. Наряду с пролювиальными, пролювиально-делювиальными и делювиальными фациями осадочные бокситы связаны с пойменными, дельтовыми и прибрежно-озерными фациями. В области переменновлажного климата в прибрежной части морских бассейнов формируются залежи желваковых фосфоритов.

В области постоянно-влажного тропического климата химическое изменение горных пород достигает наивысшей стадии. На относительно возвышенных выровненных участках возникают латеритные коры выветривания, в которых происходит концентрация свободных соединений алюминия. В пониженных участках тропической постоянно-влажной области, особенно в сильно увлажненных участках, развиты коры выветривания каолинитового типа, а на склонах возвышенностей возникают каолинитово-гипсбитовые коры выветривания. Вынос из коры выветривания полуторных окислов железа, окислов марганца, кремнезема и ряда других соединений осуществляется поверхностными и грунтовыми водами и они концентрируются как в постоянно-влажной тропической области, так и в расположенной вблизи переменного-влажной области. Наряду с элювиальными бокситами в тропическом постоянно-влажном климате распространены разнообразные элювиально-шлейфовые образования, представляющие, с одной стороны, продукты механического разрушения и перемещения латеритных покровов при изменении режима выпадения атмосферных осадков и блоковых движений фундамента, а с другой — латеритизированные обломочные образования склонов.

Приуроченность бокситовых месторождений к вполне определенным стратиграфическим уровням и ландшафтно-климатическим условиям позволяет наметить региональное развитие на территории СССР эпох бокситонакопления и выделить территории, благоприятные с точки зрения климатов и ландшафтов для накопления бокситов.

Палеогеографические условия образования бокситов как на платформах, так и в геосинклинальных системах определяют морфогенетические типы месторождений, их масштабность и качество рудного вещества. Бокситы, в том числе и осадочного происхождения, имеют тесную генетическую связь с корами выветривания латеритного типа алюмосиликатных пород в постоянно-влажном тропическом климате. Поэтому для формирования месторождений элювиального типа необходимо сочетание следующих геологических и палеогеографических условий: 1) постоянно-влажный тропический климат; 2) наличие алюмосиликатных пород, подвергшихся интенсивному выветриванию; 3) благоприятные гидрогеологические условия (низкий уровень грунтовых вод и хорошие дренажные условия); 4) спокойный тектонический режим; 5) наличие плоских возвышенностей и впадин и региональное развитие поверхностей выравнивания.

Образование осадочно-латеритных бокситов протекает в пределах карстового ландшафта в условиях как постоянно-влажного, так и переменного-влажного климата со среднегодовыми температурами выше $+18^{\circ}\text{C}$, но одним из важнейших условий является присутствие выступов алюмосиликатных пород.

Бокситы осадочного происхождения характеризуются многообразием ландшафтных условий, но непременным фактором является

существование переменного-влажного тропического или субтропического климата.

На территории Юга СССР среди мезозойских и кайнозойских отложений выявлено несколько разновозрастных эпох бокситообразования и бокситонакопления, из которых наиболее продуктивными являются альб-раннесеноманская, маастрихтская и позднепалеоцен-среднеэоценовая. Перспективными территориями на поиски бокситов перечисленных выше возрастных интервалов по ландшафтно-климатическим особенностям, в первую очередь, остаются Тургайский прогиб, особенно его прибортовые части и районы Иргизской седловины, а также юго-восточная часть. Небольшими перспективами обладают центральные районы Восточно-Европейской платформы, обрамление Западно-Сибирской плиты и южное обрамление Сибирской платформы. В частности, благоприятными являются альбский уровень восточного склона Урала и альб-сеноманский Северо-Восточного Казахстана, Томь-Колыванской зоны, Салаира и Кузнецкого Алатау. Однако при поисках надо иметь в виду, что в течение кайнозоя здесь происходили интенсивные тектонические поднятия и осуществлялась сильная денудация. Аналогичные условия существовали в альб-сеномане, маастрихте, позднем палеоцене и в эоцене в Нижнем Приангарье и в палеоцен-эоцене в Западном Прибайкалье.

Что же касается юрского периода, то его возможности с точки зрения бокситообразования весьма ограничены. Возможность находок небольших проявлений элювиальных бокситов рэт-раннелей-асового возраста связана с выступами алюмосиликатных пород Южного Урала, Мугоджар и Средней Азии. Небольшие осадочные месторождения с низким качеством руд могут быть обнаружены в Альпийской зоне и на Восточно-Европейской платформе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Али-Заде А. А. Меловые белемниты Азербайджана. М., «Недра», 1972. 279 с.
Ананьев А. Р. Геология мезозойских отложений района дер. Усть-Серта на р. Кие.—«Учен. зап. Томского ун-та», 1947, № 10, с. 4—28.

Архангельский А. Д. Типы бокситов СССР и их генезис.— В кн.: Труды конф. по генезису руд железа, марганца и алюминия. М., 1937, с. 365—411.

Атлас верхнемеловых, палеоценовых и эоценовых спорово-пыльцевых комплексов некоторых районов СССР. Л., Госгеолтехиздат, 1960. 575 с. (Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер. Том 30).

Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинали обрмления. Т. 2. М., Госгеолтехиздат, 1962.

Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Т. 3, 4. М., Изд. Всесоюз. аэрогеол. треста, 1968.

Атлас нижнемеловых спорово-пыльцевых комплексов некоторых районов СССР. Л., Госгеолтехиздат, 1964. 485 с. (Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер. Вып. 124).

Атлас олигоценовых спорово-пыльцевых комплексов различных районов СССР. Л., Госгеолтехиздат, 1956. 312 с. (Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер. Вып. 16).

Байковская Т. Н. Верхнемеловые флоры Северной Азии.— В кн.: Палеоботаника. Л., 1956, вып. 2, с. 182—215.

Баранов В. И. Этапы развития флоры и растительности в третичном периоде на территории СССР. М., изд-во «Высшая школа», 1959. 364 с.

Берлин Т. С., Хабаков А. В. Химико-аналитические определения отношения кальция и магния в рострах белемниоидей как метод оценки температур среды обитания в морях мелового периода СССР.—«Геохимия», 1966, № 11, с. 1359—1364.

Берлин Т. С., Хабаков А. В. Результаты определения палеотемператур по белемнитам кальций-магниевым методом.—«Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1969, т. 43, вып. 1, с. 17—30.

Берлин Т. С., Хабаков А. В. Результаты сравнения Са/Mg отношений и температур по изотопам O^{18}/O^{16} в рострах юрских и раннемеловых белемнитов.—«Геохимия», 1970, № 8, с. 471—478.

Берлин Т. С., Хабаков А. В. Результаты определений палеотемператур кальций-магниевым методом по карбонатным органическим остаткам и вмещающим породам.—«Геохимия», 1974, № 4, с. 594—601.

Блютген И. География климатов. М., «Прогресс», т. I, 1972. 426 с.; т. II, 1973. 400 с.

Бобкова Н. Н., Луппов Н. П. Особенности среднеазиатской поздне меловой палеогеографической провинции.— В кн.: Стратиграфия верхнего палеозоя и мезозоя южных биогеограф. провинций. М., 1969, с. 193—203.

Боголетов К. В. Мезозойские и третичные отложения восточной окраины Западно-Сибирской низменности и Енисейского кряжа. М., Госгеолтехиздат, 1961. 151 с.

Бойцова Е. П., Васильев И. В. Поздне меловые и палеогеновые флоры Западного Казахстана.—«Вопросы ботаники», 1961, вып. 3, с. 110—111.

Бойцова Е. П., Михайлов Б. М., Овечкин Н. К. Геология и перспективы бокситоносности юго-западной части Тургайского прогиба.— В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. М., 1958, с. 378—392.

Бойцова Е. П., Панова Л. А. Палеогеновые флоры и растительность на территории Евразийской ботанико-географической области.— В кн.: Палинология кайнофита. М., 1973, с. 199—213. (Труды III Междунар. палинологич. конференции).

Борисов А. А. Климаты СССР в прошлом, настоящем и в будущем. Л., Изд-во ЛГУ, 1975. 431 с.

Броневой В. А. К вопросу об условиях образования железных руд Северного Приаралья.—«Литология и полезные ископаемые», 1969, № 2, с. 101—113.

Брукс К. Климаты прошлого. М., Изд-во иностр. лит., 1952. 358 с.

Будыко М. И. Изменения климата. Л., Главметеоиздат, 1974. 276 с.

Бушинский Г. И. О генетических типах бокситов.— В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. М., 1958, с. 176—266.

Бушинский Г. И. Латеритно-осадочная гипотеза происхождения бокситов.— В кн.: Латериты. М., 1964, с. 3—28. (Докл. сов. геол. к 22 сессии МГК).

Бушинский Г. И. Геология бокситов. М., «Недра», 1975. 416 с.

Валетон И. Бокситы. М., «Мир», 1974. 211 с.

Василевская Н. Д. Эоценовая флора Бадхыза в Туркмении.— В кн.: Сборник памяти А. Н. Криштофовича. М.—Л., 1957, с. 103—175.

Вахрамеев В. А. Стратиграфия и ископаемая флора меловых отложений Западного Казахстана. М., Изд-во АН СССР, 1952. 340 с.

Вахрамеев В. А. Юрские и раннемеловые флоры Евразии и палеофлористические провинции этого времени. М., «Наука», 1964. 263 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 102).

Векшина В. Н. Элементы палеогеографии мезозоя и палеогена Западно-Сибирской низменности по данным диатомовых водорослей и кокколитофорид.—«Труды СНИИГГИМС», 1962, вып. 26, с. 241—253.

Время и условия формирования бокситов латеритных покровов экваториальной зоны Земли.— В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М., 1975, с. 55—77 с ил. Авт.: С. Т. Акаемов, М. В. Пастухова, В. А. Теняков, Н. А. Ясаманов.

Выветривание и литогенез. М., «Недра», 1969. 456 с. Авт.: В. П. Казариннов, В. И. Братов, Ю. П. Казанский и др.

Геккер Р. Ф., Осипова А. И., Бельская Т. Н. Ферганский залив палеогенового моря Средней Азии. М., Изд-во АН СССР, 1961. 335 с.

Генетическая классификация и типы бокситовых месторождений СССР. Под ред. Д. Г. Сапожникова. М., «Наука», 1974. 307 с.

Гиммельфарб Б. М. Закономерности размещения фосфоритов СССР и их генетическая классификация. М., «Недра», 1965. 307 с.

Гинзбург И. И. Типы древних кор выветривания, формы их проявления и классификация.— В кн.: Кора выветривания. М., 1963, вып. 6, с. 71—101.

Гладковский А. К., Шарова А. К., Храмов В. Н. Закономерности состава, происхождения и изменения мезокайнозойских месторождений бокситов азиатской части СССР. Свердловск, 1964, с. 127—166. (Труды ин-та геол. наук Уральского фил. АН СССР. Вып. 64).

Гольберт А. В., Полякова И. Д. К методике региональных палеоклиматических реконструкций.—«Геология и геофизика», 1964, № 4, с. 18—25 с ил.

Горецкий Ю. К. Закономерности размещения и условия образования основных типов бокситовых месторождений. М., «Недра», 1960. 258 с. (Труды ВИМС. Нов. сер. Вып. 5).

Гроссгейм В. А. Терригенное осадконакопление в мезозое и кайнозое Европейской части СССР. М.—Л., «Недра», 1972. 247 с. (Труды ВНИГРИ. Вып. 314).

Долуденко М. П., Сванидзе Ц. И. Верхнеюрская флора Грузии. М., «Наука», 1969. 118 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 178).

Дорофеев П. И. Третичные флоры Западной Сибири. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963. 346 с.

Евлентьева Н. С. К стратиграфии меловых и палеогеновых бокситоносных отложений Тургайского прогиба (по данным спорово-пыльцевых исследований).—«Материалы ВСЕГЕИ. Нов. сер.», 1961, вып. 43, с. 27—38 с ил.

Заклинская Е. Д. Спорово-пыльцевые спектры морских эоценовых отложений Северного Приаралья.—«Докл. АН СССР», 1953, т. 92, № 5, с. 1043—1046.

Заклинская Е. Д. К вопросу о палеогеновой флоре восточного борта Тургайского прогиба.—«Докл. АН СССР», 1955, т. 105, № 2, с. 357—359.

Зальцман И. Г. Континентальные палеогеновые и неогеновые отложения южной части Западно-Сибирской низменности.—«Советская геология», 1962, № 4, с. 122—127.

Зеленов К. К. Геохимия алюминия и титана в областях вулканической деятельности островных дуг.—«Советская геология», 1963, № 3, с. 61—81.

Значение палеонтологических данных для реконструкции раннеюрской и

позднеюрской растительности Сибирской платформы.— В кн.: Материалы ко II Междунар. палинол. конф. Л., 1966, т. 128—138.

Зхус И. Д. Глинистые минералы и их палеогеографическое значение. М., «Наука», 1966. 279 с.

Ильина В. И. Сравнительный анализ спорово-пыльцевых комплексов юрских отложений южной части Западной Сибири. М., «Наука», 1968. 111 с.

История геологического развития Русской платформы и ее обрамления. М., «Недра», 1964. 250 с.

К истории развития мезозойской флоры Западно-Сибирской низменности.— «Труды СНИИГГИМС», 1961, вып. 14, с. 188—212. Авт.: З. А. Войцель, Е. А. Иванова, Л. Г. Маркова, Ю. В. Тесленко.

Казанский Ю. П. Выветривание и его роль в осадконакоплении. М., «Наука», 1969. 127 с.

Казаринов В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М., Гостоптехиздат, 1958. 315 с.

Киричкова А. М., Тесленко Ю. В. Нижнемеловая флора Западно-Сибирской низменности. В кн.: Биостратиграфия мезозойских и третичных отложений Западной Сибири. Новосибирск, 1962, с. 38—85. (Труды СНИИГГИМС. Вып. 22).

Кирпаль Г. Р., Хацкевич В. А. Палеогеография времени формирования месторождений бокситов Тургайской провинции.— В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М., 1975, с. 201—209.

Киселев Л. И. О возрасте древней коры выветривания в Мугуджарах.— «Вестн. АН Каз. ССР», 1963, № 7, с. 78—84.

Климаты в юрском и меловом периодах на Севере СССР по палеотемпературным определениям.— «Геология и геофизика», 1966, № 10, с. 17—31. Авт.: Т. С. Берлин, Д. П. Найдин, В. Н. Сакс и др.

Коннов Л. П. Геология и генезис бокситов Средней Азии. М., «Недра», 1971. 268 с.

Кораллова В. В. К вопросу о реконструкции климата и растительности палеогена Украины.— В кн.: Геология и рудоносность юга Украины. Днепропетровск, 1970, вып. 3, с. 42—48.

Корнилова В. С. Основные этапы развития кайнозойских флор в Казахстане. Алма-Ата, 1963. 118 с.

Кривцов А. И. Мезозойские и кайнозойские бокситы СССР, их генезис и промышленное значение. М., «Недра», 1968, ч. I. 365 с.; 1969, ч. II. 326 с.

Криштофович А. Н. Эволюция растительного покрова в геологическом прошлом и ее основные факторы.— В кн.: Материалы по истории флоры и растительности СССР. М., 1946, вып. 2, с. 45—58.

Криштофович А. Н. Развитие ботанико-географических областей северного полушария с начала третичного периода.— В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. 2, М., 1955, с. 824—844.

Кузнецова Т. А. Палинологическая характеристика палеогеновых отложений Средней Волги.— В кн.: Материалы II Междунар. палинол. конф., Л., 1968, с. 166—174.

Кузнецова Т. А. О палеогеографических условиях формирования кремнистых толщ палеогена Русской платформы.— В кн.: Сырьевая база кремнистых пород СССР. М., 1974, с. 28—30.

Лавров В. В. Континентальный палеоген и неоген Арало-Сибирских равнин. Стратиграфия, литология и палеогеографическая обстановка. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1959. 231 с.

Лавров В. В. Палеогеновые угленосные формации платформенных территорий Казахстана и Сибири. М.—Л., «Наука», 1965. 132 с.

Латериты Западного Казахстана. Алма-Ата, 1974. 112 с. Авт.: Л. И. Киселев, Р. К. Габитов, В. В. Киселева, Ю. П. Попович.

Лейпциг А. В., Левина А. П. Мезокайнозойские ритмы и особенность бокситонакопления в Нижнем Приангарье.— В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М., 1975, с. 186—192.

Лейпциг А. В., Левина А. П., Ясаманов Н. А. Стратиграфия и закономерности размещения мезозойских и кайнозойских бокситоносных отложений юго-запада Сибирской платформы. М., «Недра», 1976. 128 с.

Лисицына Н. А. Генетические типы современных и четвертичных кор выветривания основных пород влажных тропиков.— «Литология и полезные ископаемые», 1967, № 5, с. 26—49.

Лисицына Н. А. К вопросу о выветривании кислых пород в условиях влажных тропиков.— «Литология и полезные ископаемые», 1968, № 4, с. 28—40.

Марков К. К. Палеогеография. Изд. 2-е, Изд-во МГУ, 1960. 268 с.

Маркова Л. Г. История развития раннемеловой флоры Западно-Сибирской низменности (по данным палинологии). М., «Недра», 1971. 100 с.

Марковиц Е. М., Просвирякова З. П., Фадеева И. З. Палеоботаническая зональность и климаты мезозоя. Объяснительная записка к Атласу карт угленакпления на территории СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1962. 215 с.

Методика построения карт палеорастительности по палинологическим данным.— «Труды ВНИГРИ», 1971, вып. 296, с. 5—32. Авт.: С. Р. Самойлович, Н. Р. Мчедlishвили, А. С. Грязева и др.

Милло Ж. Геология глин. Л., «Недра», 1969. 359 с.

Миронова Л. В., Овечкин Н. К., Яркин В. И. Биостратиграфия палеогеновых отложений Тургайского прогиба и Северного Приаралья. Л., Госгеолтехиздат, 1962. 214 с. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т. 82).

Михайлов Б. М. Геология и полезные ископаемые западных районов Либрийского щита. М., «Недра», 1969. 178 с.

Нагорский М. П. Закономерности размещения и генезис бокситов Салаирского кряжа. Томск. Изд-во Томского гос. ун-та, 1964. 148 с.

Найдин Д. П. Некоторые особенности распространения в пределах Европы верхнемеловых белемнитов.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1954, т. 29, вып. 3, с. 19—28.

Найдин Д. П. Вопросы определения климатических условий прошлых геологических периодов методом изотопной палеотермометрии.— «Советская геология», 1958, № 7, с. 15—34.

Найдин Д. П. Изотопные палеотемпературы и некоторые проблемы геологии.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1972, 48, № 5, с. 112—124.

Найдин Д. П., Тейс Р. В., Задорожный И. К. Изотопные палеотемпературы верхнего мела Русской платформы и других районов СССР.— «Геохимия», 1966, № 11, с. 1286—1299.

Никифорова К. В. О возрасте коры выветривания Центрального Казахстана.— В кн.: Кора выветривания. М., 1956, вып. 2, с. 317—320.

Никифорова К. В. Кайнозой Голодной степи Центрального Казахстана. М., Изд-во АН СССР, 1960. 265 с.

Нуцубидзе К. И. Нижнеюрская фауна Кавказа. Тбилиси, Изд-во АН ГССР. 213 с. (Труды Геол. ин-та АН ГССР. Нов. сер. Вып. 8).

Объяснительная записка к карте бокситоносности СССР. Под ред. А. В. Сидоренко. Л., «Недра», 1973. 59 с.

Палеогеография СССР. Под ред. А. П. Виноградова. Т. III. Триасовый, юрский и меловой периоды. Л., «Недра», 1975. 199 с.

Палеогеография СССР. Под ред. А. П. Виноградова. Т. IV. Палеогеновый, неогеновый и четвертичный периоды. Л., «Недра», 1975. 202 с.

Палеоландшафты Западной Сибири в юре, мелу и палеогене. М., «Наука», 1968. 152 с. Авт.: А. В. Гольберт, Л. Г. Маркова, И. Д. Полякова и др.

Палеозойские и мезозойские флоры Евразии и фитогеография этого времени. М., «Наука», 1970. 427 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 208).

Палеотемпературы эоценовых морей северной нуммулитовой провинции СССР, определенные кальций-магниевым методом по раковинам крупных фораминифер.— «Геохимия», 1976, № 1, с. 139—143. Авт.: Н. Н. Бархатова, Т. С. Берлин, Г. И. Немков, А. В. Хабаков.

Палинологическая характеристика юрских и меловых отложений Закаспия и сопредельных территорий Средней Азии.— В кн.: Биостратиграфия и палеонтология мезозоя обрамления Каспийского моря и сопредельных районов. М., 1965, с. 74—125. Авт.: Н. А. Болхвитина, И. Н. Бархатная, К. В. Виноградова и др.

Палинология Казахстана. Алма-Ата, 1971. 293 с.

Папулов Г. Н. Меловые отложения Урала (стратиграфия, палеогеография, палеотектоника). М., «Наука», 1974. 202 с.

Папулов Г. Н., Эдигер И. С. Смена флор на рубеже раннего и позднего мела Урала (по палинологическим данным).— В кн.: Палинология кайнофита. М., 1973, с. 158—192. (Труды III Междунар. палинол. конф.).

Пастухова М. В. Процесс бокситизации обломочного материала и его роль в образовании бокситов, залегающих на карбонатных породах.— В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М., 1975, с. 78—99.

Петров В. П. Основы учения о древних корях выветривания. М., «Недра», 1967. 344 с.

Платформенные бокситы СССР. Под ред. Д. Г. Сапожникова. М., «Недра», 1971. 387 с.

Пономаренко З. К. Возраст и палеоклиматическая обстановка формирования платформенных бокситов Казахстана.— В кн.: Значение палинологического анализа для стратиграфии и палеофлористики. М., 1966, с. 148—154.

Принада В. Д. Мезозойская флора Восточной Сибири и Забайкалья. М., Гостехиздат, 1962. 368 с.

✓ *Проблемы бокситов Сибири.* Новосибирск, 1967. 178 с. (Труды СНИИГГИМС. Вып. 58).

✓ *Проблемы бокситов Сибири.* Новосибирск, 1971. 169 с. (Труды СНИИГГИМС. Вып. 121).

✓ *Проблемы генезиса бокситов.* М., «Наука», 1975. 310 с.

✓ *Происхождение бокситов.* М., Изд-во иностр. лит., 1959. 168 с.

Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. Ч. I. М.—Л., Гостехиздат, 1940. 476 с.

Ратеев М. А. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских водоемах. М., «Наука», 1964. 288 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 112).

Ричардс П. Тропический дождевой лес. М., Изд-во иностр. лит., 1961. 375 с.

Робин Л. Е., Базилевич А. К. Динамика органического вещества и биологической круговорот в основных типах растительности. М.—Л., «Наука», 1965. 285 с.

Рухин Л. Б. Климаты прошлого.— «Изв. Всесоюз. географ. об-ва», 1955, 87, № 2, с. 105—119.

Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Л., Гостехиздат, 1959. 557 с.

Сазонова И. Г., Сазонов Н. Т. Палеогеография Русской платформы в юрское и раннемеловое время. М., «Недра», 1967. 260 с. (Труды ВНИГНИ. Вып. 52).

Сапожников Д. Г. Основы прогноза осадочных рудных месторождений. М., «Недра», 1972. 207 с.

Сигов А. П. Металлогения мезозоя и кайнозоя Урала. М., «Недра», 1969. 295 с.

Синицын В. М. Палеогеография Азии. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1962. 268 с.

Синицын В. М. Древние климаты Евразии. Т. I. Л., Изд-во ЛГУ, 1965. 166 с.

Синицын В. М. Древние климаты Евразии. Т. II. Л., Изд-во ЛГУ, 1966. 191 с.

Синицын В. М. Введение в палеоклиматологию. М., «Недра», 1967. 232 с.

Стратиграфия СССР. Палеогеновый период. М., «Недра», 1975. 528 с.

Стратиграфия СССР. Юрский период. М., «Недра», 1972. 524 с.

Страхов Н. М. Железородные формации и их аналоги в истории Земли. М., Изд-во АН СССР, 1947. 268 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 73).

Страхов Н. М. Климат и фосфоритонакопление.— «Геология рудных месторождений», 1960, № 1, с. 3—15.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М., Изд-во АН СССР, 1962, т. I—212 с., т. II—574 с., т. III—550 с.

Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Гостехиздат, 1963. 535 с.

Тейс Р. В., Найдин Д. П. Палеотермометрия и изотопный состав кислорода органических карбонатов. М., «Наука», 1973. 255 с.

Тейс Р. В., Найдин Д. П., Задорожный И. К. Изотопный состав кислорода СаСО₃ ростров верхнемеловых белемнитов и вмещающих пород.— «Геохимия», 1969, № 1, с. 110—118.

Тесленко Ю. В. Климат Западной Сибири в юрском периоде.— «Труды ин-та геологии и геофизики СО АН СССР», 1963, вып. 23, с. 81—94.

Тесленко Ю. В. Стратиграфия и флора юрских отложений Западной и Южной Сибири и Тувы. М., «Недра», 1970. 270 с. (Труды СНИИГГИМС. Вып. 42).

Тимофеев П. П. Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири. М., «Наука», 1969. 462 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 197).

Тимофеев П. П. Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия ее образования. М., «Наука», 1970. 207 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 198).

Типизация ландшафтов угленосных формаций.— В кн.: Угленосные формации и их генезис. М., 1973, с. 31—41. Авт.: Л. Н. Ботвинкина и др.

Условия осадконакопления и геохимическая характеристика мезокайнозойских отложений западных районов Средней Азии. Под ред. Г. Х. Дикенштейна. М., «Недра», 1964. 183 с.

Фагелер П. Основы учения о почвах субтропических и тропических стран. М., Изд. сов. секц. Междунар. ассоц. почвов., 1935. 163 с.

Фациальные условия формирования юрских отложений Иркутского угленосного бассейна. М., «Наука», 1963, с. 81—91. (Труды ин-та земной коры СО АН СССР. Вып. 15). Авт.: Виниченко Н. Н., Борисов А. А., Кашик С. А., Папаев В. А.

Формозова Л. Н. Формационные типы месторождения оолитовых железных руд.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Ч. III. М., 1960, с. 117—146.

Хашин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1973. 510 с.

Херасков Н. П. Тектоника и формации. М., «Наука», 1967. 404 с.

Швацбах М. Климаты прошлого. М., Изд-во иностр. лит., 1955. 283 с.

Эристави М. С. Изменения нижнемеловой фауны в связи с геологической историей.— «Изв. геол. об-ва Грузии», 1959, вып. I, т. I, с. 71—92.

Юрские и меловые отложения Русской платформы. Изд-во МГУ, 1962. 195 с. Авт.: П. А. Герасимов, Е. Е. Мигачева, Д. П. Найдин и др.

Яншин А. Л. Геология Северного Приаралья. М., Изд. МОИП, вып. 15(19), 1953. 585 с.

Ярошенко О. П. Спорово-пыльцевые комплексы юрских и нижнемеловых отложений Северного Кавказа и их стратиграфическое значение. М., «Наука», 1965. 108 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 117).

Ярошенко П. Д. Общая биогеография. М., «Мысль», 1975. 187 с.

Ясаманов Н. А. Некоторые данные по палеотемпературам баррем-сеноманского моря Западной Грузии.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1969а, № 3, с. 113—115.

Ясаманов Н. А. Условия осадконакопления в меловом периоде на территории Западного Закавказья.— «Геология и разведка», 1969б, № 4, с. 17—23.

Ясаманов Н. А. Температуры среды обитания юрских и меловых брахиопод, головоногих и двустворчатых моллюсков в бассейне Западного Закавказья.— «Геохимия», 1973а, № 5, с. 746—754.

Ясаманов Н. А. Новые данные о температурных условиях раннемелового бассейна Западного Закавказья.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1973б, № 7, с. 145—148.

Ясаманов Н. А. Отношение кальция к магнию в раковинном веществе ископаемых организмов и вмещающих пород нижнего мела Западного Закавказья.— «Докл. АН СССР», 1974а, т. 215, № 6, с. 1473—1476.

Ясаманов Н. А. Палеогеографические условия формирования мезокайнозойских бокситоносных отложений Сибирской платформы.— В кн.: Семинар по генезису бокситов. Тезисы докладов. М., 1974б, с. 118—120.

Ясаманов Н. А. Палеоклиматические условия эпох бокситообразования в мезозое и кайнозое Юга СССР.— В кн.: Новые данные по геологии бокситов. Вып. III. М., 1975, с. 84—93.

Ясаманов Н. А. Климаты и ландшафты мезозоя и кайнозоя Западной и Средней Сибири. (Палеогеографические факторы бокситонакопления). М., «Недра», 1976. 142 с.

Chave K. E. Aspects of the biochemistry of magnesium, 1, Calcareous marine organisms.— «Journ. Geol.», 1954, vol. 62, N 3, p. 266—283.

Chave K. E. Aspects of the biogeochemistry of magnesium, 2, Calcareous sediments and rocks.— «Journ. Geol.», 1954, vol. 62, N 6, p. 587—599.

Chilingar G. V. Relationship between Ca/Mg ratio and geologic age.— «Bull. Amer. Ass. Petr. Geol.», 1956, vol. 40, N 9, p. 2256—2268.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Современная климатическая зональность Земли и флористико-фаунистические области	6
Основные принципы палеоландшафтных и палеоклиматических исследований	13
Климаты и ландшафты Юга СССР	29
Юрский период	29
Раннеюрская эпоха	29
Среднеюрская эпоха	50
Позднеюрская эпоха	69
Меловой период	91
Раннемеловая эпоха	91
Позднемеловая эпоха	131
Палеогеновый период	165
Ландшафтно-климатические условия формирования некоторых гипергенных полезных ископаемых	201
Заключение	214
Список литературы	218

ИБ № 1480

Николай Александрович Ясаманов

ЛАНДШАФТНО-КЛИМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЮРЫ, МЕЛА И ПАЛЕОГЕНА ЮГА СССР

Редактор издательства *Е. К. Семилеткова*

Переплет художника *Б. К. Силаева*

Художественный редактор *В. В. Шутько*

Технический редактор *Е. С. Сычева*

Корректор *В. И. Ионкина*

Сдано в набор 7/VI 1977 г. Подписано в печать 13/IX 1977 г. Т-12784. Формат 60×90^{1/16}.
Бумага № 2. Печ. л. 14,0. Уч.-изд. л. 15,89. Тираж 550 экз. Заказ № 292/6438-1. Цена 2 р. 50 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.

Ленинградская типография № 8 Союзполиграфпрома при Государственном комитете
Совета Министров СССР по делам издательства, полиграфии и книжной торговли.
190000, Ленинград, Прачечный пер., 6.