

PALAEONTOLOGICAL
JOURNAL

No. 2

APRIL, MAY, JUNE

1978

УДК 551.583.7:551.763:561

В. А. ВАХРАМЕЕВ

КЛИМАТЫ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ В МЕЛОВОМ ПЕРИОДЕ
И ДАННЫЕ ПАЛЕОБОТАНИКИ

В Северном полушарии по палеоботаническим данным и по распределению горных пород — индикаторов климата выделяются следующие климатические зоны: гумидная умеренно-теплая, гумидная субтропическая, аридная (преимущественно субтропическая), гумидная экваториальная. Установлен ряд ранне- и поздне меловых растений — показателей умеренно-теплого и субтропического гумидного климата. Высокое содержание пыльцы *Classopollis* (50—90%) указывает на аридность климата. Рассматриваются изменения климата на протяжении мелового периода.

Накопленные за последние десятилетия данные по размещению на поверхности Земли ископаемых остатков меловых растений позволили выяснить наиболее благоприятную климатическую обстановку для произрастания некоторых из них. Были установлены растения-индикаторы, указывающие на влажный или сухой, умеренный или субтропический (тропический) климат. Этим исследованиям значительно помогли данные по палеотермии, по распределению горных пород — индикаторов климата, а также по размещению некоторых групп фауны, чутко реагирующих на изменение теплового режима (колонияльные кораллы, рудисты, динозавры).

Естественно, что только использование и взаимоконтроль данных, полученных в результате всех перечисленных методов, позволяют реконструировать климаты прошлых геологических периодов, в том числе мелового периода. Основными и наиболее новыми работами по реконструкции палеоклиматов мелового периода являются сводки Н. М. Страхова (1960), В. М. Сяницына (1966, 1967), В. Е. Хаина и др. (1975), а также ряд исследований, восстанавливающих меловые климаты для крупных регионов (Найдин и др., 1966; Палеоклиматы Сибири..., 1977; Ясаманов, 1975).

Как и в юрском периоде, в мелу Северного полушария различают по данным распределения пород — индикаторов климата более северную гумидную зону и более южную — аридную. Первая из них отмечена широким распространением угленосных отложений, а в своей южной половине — бокситов и бокситовых пород, вторая — распространением краснокветов, гипсов и более редко встречающихся залежей солей. Расположенная южнее аридной экваториальная гумидная зона занимала в пределах северного полушария лишь узкую полосу, охватывающую юг Западной Африки, Индию, Индокитай и Индонезию. Ее распределение отмечено угленосными отложениями и присутствием железных руд осадочного происхождения.

Палеоботанические данные (Вахрамеев и др., 1970) позволяют наметить две крупные палеофлористические области: более северную Сибирско-Канадскую и более южную Индо-Европейскую. Граница между этими фитогеографическими областями проходит внутри северной гу-

мидной зоны. Основанием для выделения этих областей является распределение остатков некоторых групп растений, многие из которых служат индикаторами климатических условий. Для Сибирско-Канадской области такими растениями являются представители родов *Czekanowskia* и *Phoenicopsis*, объединяемых в порядок *Czekanowskiales*. Листопадность чекановских и некоторых хвойных (подозамиты), а также годичные кольца на древесинах свидетельствуют о сезонности климата этой области. Стволы чекановских, как и ряда других древесных растений (гинкговых, хвойных), произраставших в Сибирско-Канадской области, принадлежали к так называемому пикноксилитическому типу, у которого резко преобладает вторичная древесина. Деревья с таким типом стволов хорошо переносят отрицательные температуры.

На умеренно-теплый характер климата Сибирско-Канадской области указывают вдвое более бедный родовой и видовой состав (Вахрамеев, 1964) и отсутствие растений, ограниченных в своем распространении более южной Индо-Европейской областью, свойственных субтропическому или тропическому безморозному климату. К ним относятся древовидные папоротники *Tempskya*, матониевые папоротники (*Matonidium* и *Phlebopteris*) и родственные им *Weichselia*, а также цикадеоидеи, обладавшие короткими бочонкообразными стволами. Древовидные папоротники и цикадеоидеи обладали маноксилицическим типом стволов, в строении которых преобладала паренхимная ткань, сложенная тонкостенными клетками, не переносящая отрицательных температур. Хорошо известно, что в настоящее время древовидные папоротники, равно как и крупнолистные матониевые, обладающие толстым корневищем, ограничены в своем распространении тропиками и субтропиками. Такое же распространение имеют цикадовые, являющиеся родственниками вымерших цикадеоидей.

Сделанные в последние годы находки побегов хвойных, относимых к родам *Frenelopsis* и *Manica* и встречающихся иногда с прикрепленными к ним шишками, показывают, что они могут служить индикаторами субтропического и более жаркого климата. Их находки приурочены к Южной Англии, Франции, ФРГ, Португалии, Чехословакии, Польше, Украине, Таджикистану (Дарваз), Восточному Китаю (Chow and Tsao, 1977), а также к Судану и атлантическому побережью США (Потомак). *Frenelopsis* и *Manica* по заключенной в мужских стробилах пыльце *Classopollis* относят к семейству *Cheirolepidiaceae*.

В более ранних работах автора (Вахрамеев, 1970) было показано, что значительное содержание в пробах этой пыльцы (>10–15%) является хорошим показателем субтропического и особенно субтропического аридного климата.

Рассматривая карту палеоклиматов, составленную В. Е. Хаиным и др. (1975), с наложенными на нее границами фитогеографических областей (рис. 1), мы видим, что граница между Сибирско-Канадской и Индо-Европейской областями разделяет на две широтно вытянутые части зону гумидного климата Северного полушария. Это дает возможность детализировать климатическую зональность раннемеловой эпохи. Нетрудно видеть, что северная часть гумидной зоны, совпадающая с Сибирско-Канадской фитогеографической областью, является зоной умеренно-теплого гумидного климата, в пределах которой в зимнее время температура могла временами опускаться ниже нуля. В южной части гумидной зоны был субтропический гумидный климат, о чем свидетельствует присутствие в ней древовидных папоротников и цикадеоидей. Интересно отметить, что именно к субтропической гумидной зоне приурочены все месторождения бокситов и бокситовых пород раннемелового возраста (Хаин и др., 1975), что хорошо согласуется с общепринятой точкой зрения о связи латеритного выветривания с субтропическим или тропическим гумидным климатом.

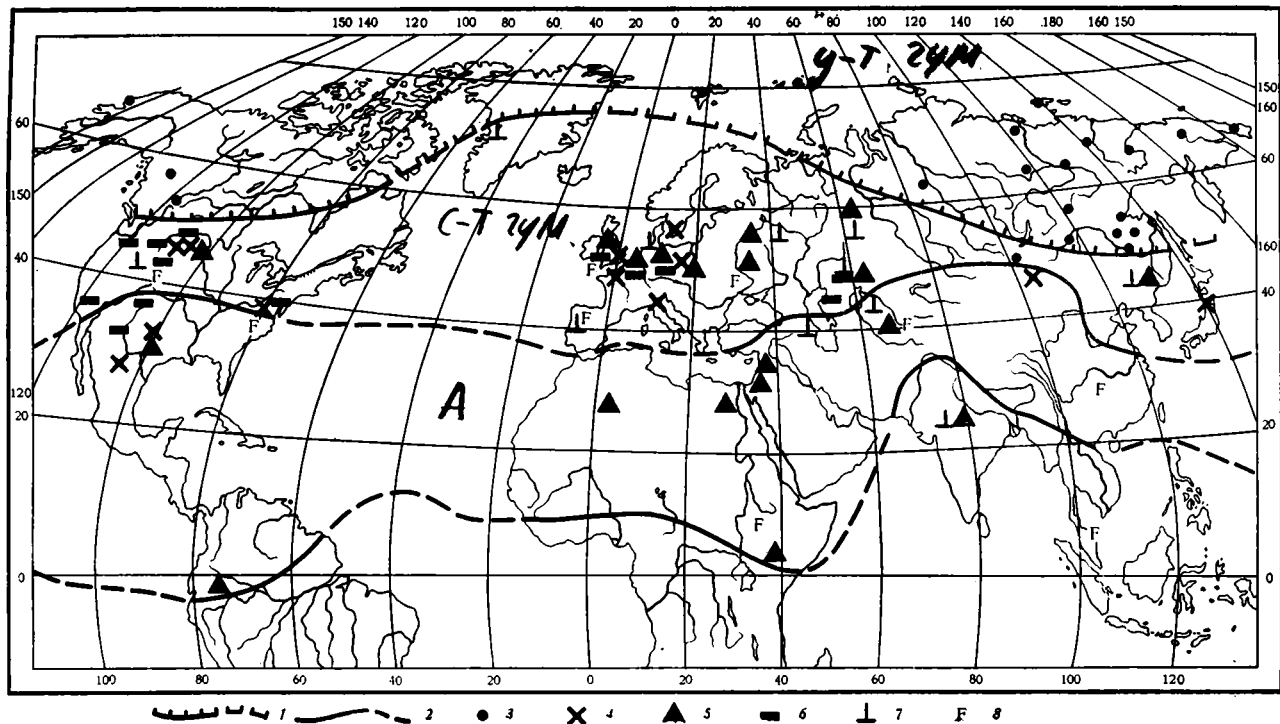


Рис. 1. Палеоклиматы раннего мела. Обозначения: 1 — граница между умеренно-теплой и субтропической гумидными зонами (по В. А. Вахрамееву), 2 — северная и южная границы аридной зоны в Северном полушарии (Хаин и др., 1975), 3—7 — местонахождения остатков растений — индикаторов климата; 3 — чекановские, 4 — Cusacdoidea, 5 — папоротника Weichselia, 6 — Tempyska, 7 — матониевых (Matonidium, Phleboteris), 8 — хвойных Frenelopsis

НАУКА ДАННОГО МЕРИ

Граница между гумидной и аридной областями, хорошо прослеживаемая по распространению красноцветов и эвапоритов, улавливается и по палеоботаническим данным (рис. 1). В пределах аридной зоны заметно сокращается число местонахождений остатков растений. Это, вероятно, связано с разреженностью растительных сообществ, свойственной областям аридного климата, а отсюда и с условиями захоронения. Здесь хорошо себя чувствовал ксероформный папоротник *Weichselia*, местонахождения которого в пределах аридной зоны известны из стран Северной и Восточной Африки, Ближнего Востока, Техаса и Перу. Зато остатки влаголюбивых матониевых сюда не распространяются. В экваториальной гумидной зоне раннемеловой эпохи местонахождения ископаемых остатков известны только в Индии и на п-ове Малакка.

Хорошим палеоботаническим критерием для очерчивания границ как субтропической, так и аридной зон или констатации изменения климата в сторону его аридизации является изменение содержания пыльцы *Classopollis* в спорово-пыльцевых спектрах. Эта пыльца принадлежит группе мезозойских хвойных — *Cheirolepidiaceae*, вымерших с наступлением кайнозоя, и обладает очень характерной морфологией. Установлено как для Евразии, так и для Северной Америки (Norris et al., 1975), что в зоне умеренно-теплого гумидного климата пыльца *Classopollis* либо вовсе отсутствует, либо количество ее очень невелико (1—3%). Лишь в периоды резкого потепления климата, как, например, в поздней юре, содержание ее может возрасть здесь до 5—10%. Заметно больше ее (10—20%) в отложениях субтропической гумидной зоны, что свидетельствует о теплолюбивом характере продуцировавших ее хейролепидиевых. Надо заметить, что эта закономерность распространяется лишь на породы, лишенные углей. В угленосных толщах и особенно в углях или углистых породах содержание пыльцы *Classopollis* никогда не достигает значительной величины (обычно менее 10%), что связано с особенностями обитания хвойных, продуцировавших эту пыльцу, избегавших заболоченных пространств. В зоне аридного климата хвойные, продуцировавшие пыльцу *Classopollis*, становятся ярко выраженными доминантами, в связи с чем содержание этой пыльцы в спорово-пыльцевых спектрах соответствующих отложений возрастает до 50—70% и более.

Снижение процентного содержания пыльцы *Classopollis* в большинстве случаев компенсируется увеличением доли спор папоротников и отчасти двухмешковой пыльцы. Возрастание же роли спор папоротников бесспорно связано с изменением климата в сторону увеличения влажности.

Описанные закономерности установлены для огромной территории, охватывающей Русскую платформу, Западную и Среднюю Сибирь, а также Казахстан, Крым, Кавказ и Среднюю Азию. К сожалению, для стран Европы (кроме Европейской части СССР) и Северной Америки имеется очень мало количественных данных о содержании пыльцы *Classopollis*. Однако даже немногочисленные количественные подсчеты подтверждают эти закономерности. Недавнее исследование И. З. Котовой нижнемеловых отложений, вскрытых скважинами глубоководного бурения на дне Атлантического океана в районе Марокканской впадины, показало, что и здесь содержание пыльцы *Classopollis* в неокоме, апте и альбе колеблется между 70 и 80%. Эти данные хорошо соответствуют положению этой части Африки внутри аридной зоны, намеченной по литологическим данным (Хаин и др., 1975). По Китаю и Индокитайскому п-ову сведений о содержании *Classopollis* практически нет. Это не позволяет, в частности, выяснить, насколько часто встречается пыльца *Classopollis* в породах, сформировавшихся в условиях экваториальной гумидной зоны. Незначительное число спорово-пыльцевых анализов из меловых и юрских отложений Индии как будто показывает, что содержание ее в породах юры и нижнего мела этой зоны очень невелико.

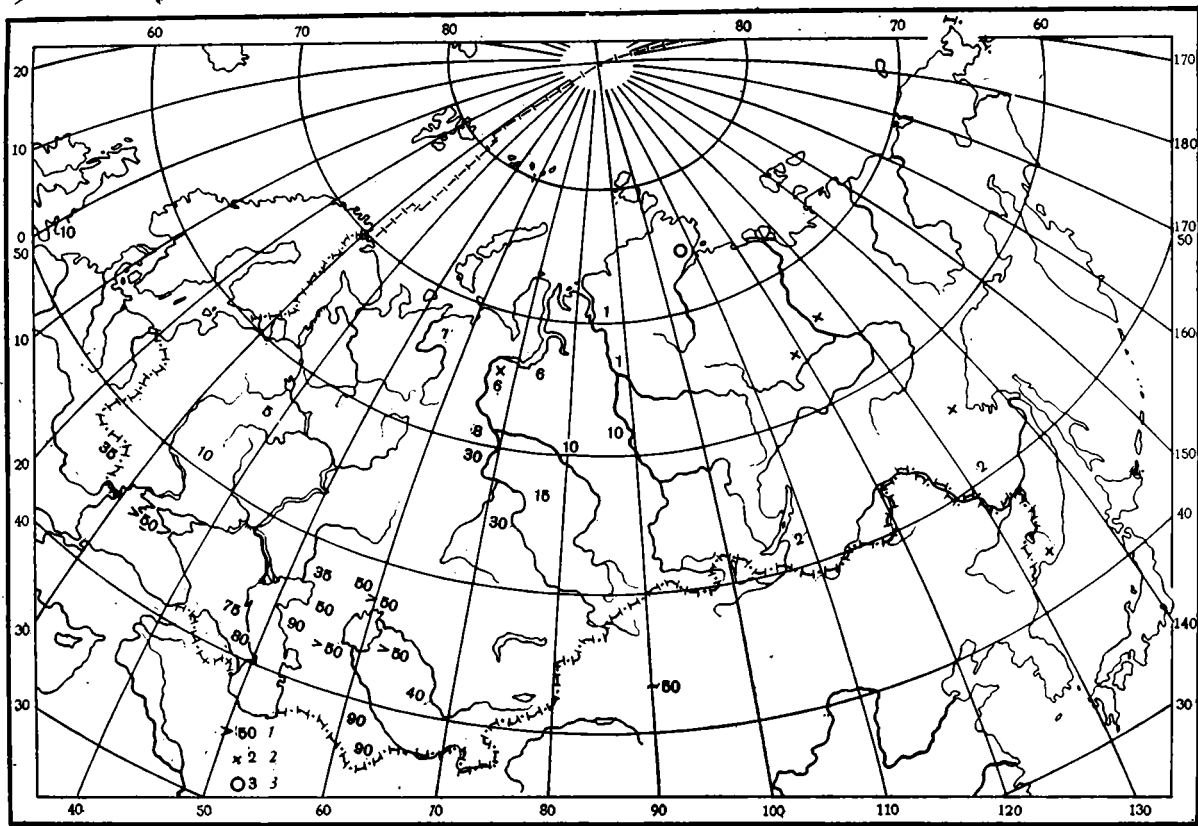


Рис. 2. Среднее содержание пыльцы *Classopollis* в отложениях берн-ас-валанжина в различных районах Евразии. Обозначения: 1 — содержание пыльцы *Classopollis* в %, 2 — единичные зерна, 3 — пыльца *Classopollis* не найдена

Перейдем к рассмотрению изменения климата на протяжении раннего мела. При переходе от юры к мелу северная граница аридной зоны Северного полушария заметно сдвигается к югу. В ряде районов Западной Европы, Польши и Северного Кавказа прекращается формирование эвапоритов и красноцветов. О гумидизации климата также свидетельствует резкое сокращение количества пыльцы *Classopollis* в берриас-валаанжине (вельде) Южной Англии и северных районах Франции, Бельгии, ФРГ, в Польше и центральной части Русской платформы по сравнению с ее содержанием в породах верхней юры. Заметим, что показанная на рис. 1 северная граница аридной зоны отвечает в пределах Средиземноморья не началу раннего мела, а скорее его середине, так как,

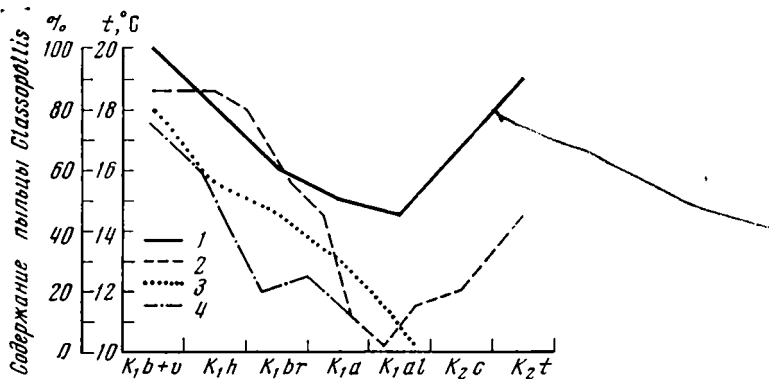


Рис. 3. Соотношение между палеотемпературами и содержанием пыльцы *Classopollis* для берриас-гурона южных районов Советского Союза. Обозначения: 1 — кривая палеотемператур морских бассейнов Средней Азии (по данным Ясаманова, 1975), 2—4 — кривые среднего содержания пыльцы *Classopollis*: 2 — для Туркмении и прилегающей части Узбекистана (Фокина, 1976), 3 — для Юго-Восточного Кавказа (Куваева и др., 1964), 4 — для Крыма (Куваева и Янин, 1973)

судя по очень высокому содержанию пыльцы *Classopollis* в отложениях валаанжина и берриаса Южной Франции, Крыма, Северного Кавказа, климат Южной Европы еще оставался достаточно сухим.

В пределах Азии при переходе от юры к мелу граница между гумидной и аридной зонами не испытывает сколько-нибудь заметного перемещения к югу. Это подтверждается как распространением красноцветов, так и высоким содержанием пыльцы *Classopollis* (до 90%) в берриас-валаанжинских отложениях Кавказа, Южного Казахстана и Средней Азии (Куваева и др., 1964; Пономаренко и др., 1973; Фокина, 1976). Оно остается почти таким же высоким (рис. 2), как и в отложениях верхней юры. С наступлением готерива в аридной зоне происходит постепенное увлажнение климата, прогрессирующее вплоть до альба, что хорошо заметно при рассмотрении кривых содержания *Classopollis*, построенных для Крыма, Юго-Восточного Кавказа, Туркмении и прилегающей части Узбекистана по материалам палинологов. Одновременно из разрезов исчезают красноцветные или гипсовые пачки.

Рассматривая кривые (рис. 3), можно подметить, что в Крыму (Куваева и Янин, 1973) и на Кавказе (Куваева и др., 1964) содержание пыльцы *Classopollis* резко сокращается сразу же после окончания валаанжинского века, тогда как в Средней Азии этот процесс начинается только после готерива. Климатические изменения подтверждаются исчезновением красноцветов при движении вверх по разрезу на юге Средней Азии. Более длительное сохранение аридного климата на этой территории связано с большей удаленностью от морских бассейнов по сравнению с Кавказом и Крымом. Падение содержания пыльцы *Classo-*

pollis, показанное на упомянутых кривых, говорит о прогрессивном увлажнении климата. Данные, подтверждающие эту тенденцию, имеются и для более восточных районов. Так, в провинции Ганьсу КНР (Hsü and Chow, 1956) в нижней половине нижнего мела отмечается значительное содержание Classopollis, тогда как в верхах мела Монголии содержание этой пыльцы не поднимается выше 10%. Эта закономерность хорошо согласуется с исчезновением в верхней части нижнего мела Центральной Монголии красноцветных пород и появлением в этой части разреза углистых глин и прослоев угля.

Все эти факты указывают на то, что во второй половине раннего мела аридная зона сокращается в размерах, а ее северная граница отступает на юг от линии, установленной для начала раннего мела (рис. 1), оставляя находки Tempusku в альбе США в гумидной зоне.

Увлажнение сопровождалось и некоторым понижением температуры. Н. А. Ясаманов (1975), измеривший соотношение Ca/Mg в раковинах двусторчатых моллюсков из различных ярусов меловой системы Средней Азии, показал, что наиболее низкие температуры приходятся на альбский век. Так, для Гаурдакского района температура в альбе оказалась равной 14,8° С, тогда как для валанжина (альмурадская свита) того же района она достигала 20–21° С. Правда, такое высокое значение было получено для мелководного, хорошо прогреваемого бассейна, в котором отлагались осадки альмурадской свиты. Для валанжина Мангышлака этот же автор приводит несколько меньшие значения (17,8° С). Наиболее низкие температуры (8,5° С) отмечены для верхнего альба того же Гаурдака.

Относительно низкие температуры указываются и для позднего альба Русской платформы, Кавказа и Крыма (Найдин и др., 1966; Ясаманов, 1973). Отметим также, что в позднем альбе прекращается бокситообразование, имевшее широкое распространение в предшествующее время (апт — средний альб) на восточном склоне Урала, в Мугоджарах и на юго-востоке Сибири (Палеоклиматы Сибири..., 1977). На некоторое охлаждение в позднем альбе и сеномане указывает и широкое распространение широколиственных, преимущественно платановых, лесов. Следы их существования в виде значительных скоплений отпечатков листьев, косвенно указывающих на листопадный характер, обнаружены (Вахрамеев и др., 1970) на Среднем и Южном Урале, в Казахстане, Западной Сибири, в центральных штатах США (Северная и Южная Дакота, Небраска и др.).

Рассматривая рис. 3, мы замечаем, что температурный минимум, приходящийся на поздний альб, не совпадает с относительно минимальным содержанием пыльцы Classopollis, содержание которой уже начиная с раннего альба становится наиболее низким, а в конце альба даже несколько возрастает. Видимо, это несовпадение связано либо с недостатком палинологических анализов, либо с тем, что минимум содержания пыльцы Classopollis в данном районе определяется не столько падением температуры, сколько количеством осадков, а последних в раннем и среднем альбе могло быть меньше, чем в позднем.

Анализ палеоботанических материалов по Дальнему Востоку, располагавшемуся в пределах субтропической гумидной зоны и отличающемуся разнообразной и богатой растительностью, также свидетельствует о некотором падении температур после берриаса. На это, по мнению В. А. Красиловой (1973), указывает сокращение роли цикадовых и беннеттитов, выразившееся в постепенном уменьшении цикадофитового индекса при движении от берриаса к альбу. Лишь в апте этот индекс немного возрастает, но зато в альбе его значение становится наиболее низким. Видимо, с некоторым повышением температуры в апте связано проникновение в пределы Якутии, находившейся внутри умеренно-теплой гумидной зоны, папоротников *Onychiopsis* и *Ruffordia*, характерных

для субтропической зоны и встречавшихся там на протяжении всего раннего мела. Количество цикадовых и беннеттитовых уменьшается к концу альба и во флорах бассейнов рек Лены и Колымы (Самылина, 1974). Несколько дольше они сохраняются на побережье северной части Тихого океана (Пенжинская губа, Корякское нагорье, Аляска), что может быть объяснено согревающим действием океанических вод. На похолодание в конце альба — начале сеномана, видимо, указывает и появление в разрезе Охотско-Чукотского вулканического пояса аркагаинской свиты, необычайно богатой остатками хвойных (Самылина, 1974).

В. Е. Хаин и др. (1975) указывают на усиление аридизации климата в апте, основываясь на формировании в это время солей в прибрежной полосе Экваториальной Африки и Бразилии, т. е. на противоположных сторонах Южной Атлантики. В пределах Южной Европы, Кавказа и Средней Азии, судя по характеру аптских отложений и по содержанию в них пыльцы *Classopollis* (рис. 3), никакого усиления аридизации не происходило; наоборот, как мы только что показали, климат постепенно увлажнялся с начала раннего мела. Надо полагать, что формирование упомянутых солей было вызвано не возрастанием аридности климата, а образованием в апте узкого мелководного полузамкнутого бассейна, ачатка Южной Атлантики, открывавшегося на юг, но еще не соединившегося с уже существовавшей Северной Атлантикой. Естественно, что появление такого типа бассейна в пределах уже существовавшей аридной зоны и повлекло за собой формирование соленосных отложений. В неокме этого бассейна еще не было, так как Африка плотно примыкала к Южной Америке, а в месте их сочленения располагалась серия грабенов, в которых и отлагались континентальные отложения.

Как известно, на протяжении альба флоры всего земного шара подверглись значительной перестройке, вызванной широким расцением покрытосеменных и сопутствующей этому процессу деградацией чекановскиевых, беннеттитовых, большей части гинкговых и цикадовых. Заметно сократилось и количество папоротников. Вряд ли, однако, относительно небольшое понижение температуры в конце альба могло привести к столь значительной перестройке растительности практически на всем земном шаре. Многие исследователи (Голенкин, 1947; Тесленко, 1967) связывают эту перестройку с изменением состава атмосферы, а именно с уменьшением количества в ней CO_2 , что, сделав ее более прозрачной, резко усилило инсоляцию, неблагоприятно отразившуюся на ряде тенелюбивых и влаголюбивых растений.

Вследствие значительного изменения флористического состава в конце раннемеловой эпохи для реконструкции климата позднего мела необходимо найти в качестве индикаторов климата иные растения, в основном из состава появившихся покрытосеменных. К индикаторам гумидного субтропического (и тропического) климата относятся в первую очередь пальмы (хотя остатки их встречаются в отложениях верхнего мела довольно редко), стволы древовидных папоротников, отпечатки листьев некоторых бобовых (*Bauhinites*), а также, как недавно было показано В. А. Красиловым (1975), пальчатые листья *Dewalquea* (= *Debeua*). Известно также, что в условиях тропического или субтропического климата преобладают листья с цельным краем и перистым жилкованием, тогда как в умеренном поясе листья большинства древесных растений имеют зубчатый край, распространено среди них и пальчатое жилкование (правило Бейли и Синнота).

Для гумидной умеренно-теплой зоны в качестве индикаторов климата можно использовать крупные листья *Pseudoprotophyllum*, обладающие пальчатым жилкованием (рис. 4). Чекановскиевые, столь широко распространенные в раннем мелу в пределах гумидной умеренно-теплой зоны, сохранились в этой зоне только на Северо-Востоке СССР, где они

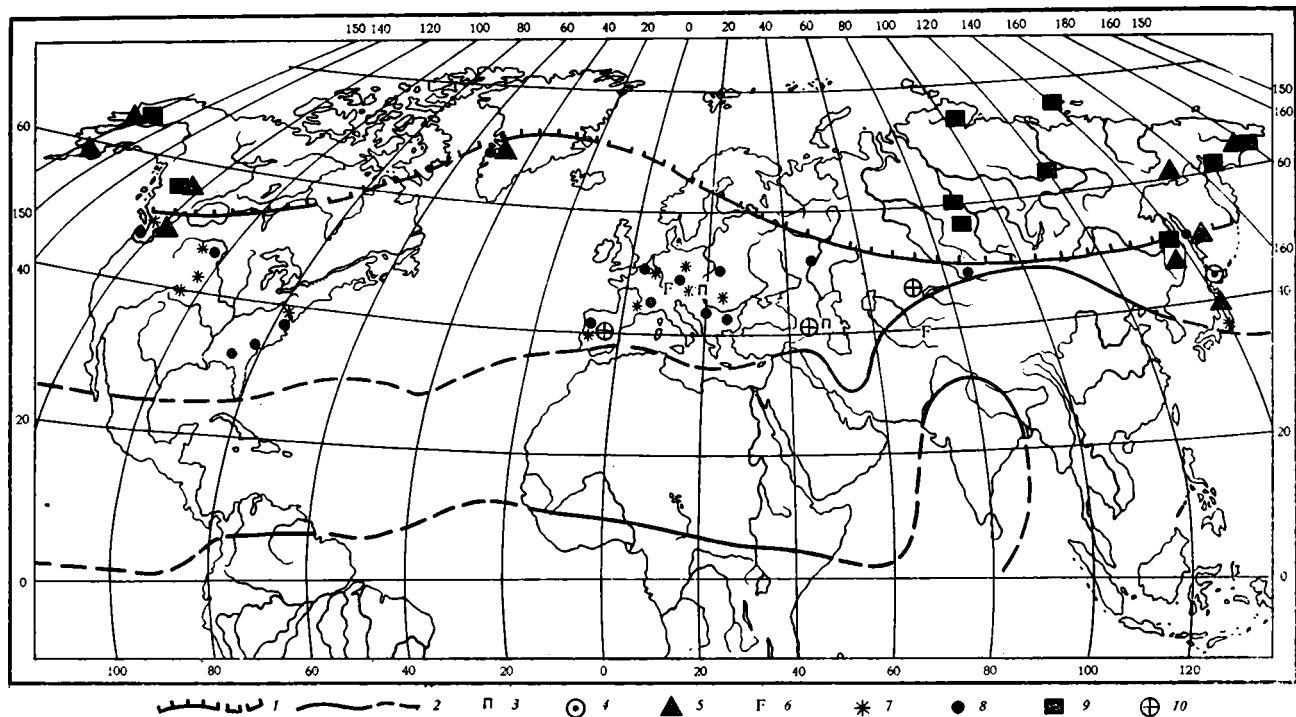


Рис. 4. Палеоклиматы позднего мела. Обозначения: 1 — граница между умеренно-теплой и субтропической гумидной зонами (по В. А. Вахрамееву), 2 — северная и южная границы аридной зоны в Северном полушарии (Хаин и др., 1975), 3—7 — местонахождения остатков растений — индикаторов климата: 3 — стволы древовидных папоротников, 4 — *Cuscaeoidea*, 5 — *Nilssonia*, 6 — хвойных *Frenelopsis*, 7 — пальм, 8 — *Dewalquea* (Debeux), 9 — *Pseudorotophyllum*, 10 — узко- и медкодных покрытосеменных

представлены родом *Phoenicopsis*, не поднимающимся выше сеномана. Интересно распространение нильссоной. В позднем мелу они сохранились лишь в зоне умеренно-теплого климата, а также в районах субтропической зоны, граничащих с умеренно-теплой (Сахалин, Япония, Ванкувер). При этом все местонахождения позднемеловых нильссоной тяготеют к прибрежным районам северной части Тихого океана, климат в которых, судя по обилию папоротников и крупнолистных покрытосеменных, отличался значительно большей влажностью и более теплой зимой по сравнению с удаленными от побережья Тихого океана районами.

Сопоставление сукцессий ряда позднемеловых флор, происходящих из нескольких районов Азии и Северной Америки, позволяет наметить климатические изменения как во времени, так и в пространстве. Для этого нами выбрано четыре региона, в которых достаточно полно прослежено изменение систематического состава флор на протяжении позднего мела. Это Казахстан, Восточная Сибирь, Северо-Восток СССР и Западная Канада с Аляской. Казахстан находился большую часть времени в аридной (временами гумидной) субтропической зоне, тогда как остальные три региона располагались в более северной умеренно-теплой гумидной зоне.

Позднеальбские и сеноманские флоры Казахстана, богатые широколиственными формами, представленными преимущественно платановыми, содержат небольшое количество вечнозеленых растений с цельнокрайними листьями (*Magnolia*, *Diospyros* и др.), указывающими на их произрастание в условиях теплого, вероятно уже субтропического, влажного климата. С наступлением туронского века в составе флор Казахстана появляется много вечнозеленых элементов, представленных цельнокрайними и жестколистными формами (*Laurophyllum*, *Daphnophyllum*, *Persea*, *Andromeda*, *Cocculus*). Однако наряду с ними обильны и платановые (Кызылджар).

Процесс иссушения климата центральных районов Азии, на периферии которых находится и Казахстан, продолжался в коньяке, сантоне и отчасти в кампане. Во флорах этого возраста (Шилин, 1977) из местонахождений Шах-Шах и Талды-сай совершенно исчезают платановые и папоротники, но обильно представлены мелко- и узколистные формы покрытосеменных (*Celtidophyllum*, *Quercophyllum*, *Salix*, *Myrica* и др.). Иссушение климата подтверждается и значительным возрастанием пыльцы *Classopollis* в туроне, коньяке и кампане Туркмении (Петросьянц и Тарасова, 1965; Пономаренко, 1973). Увеличивается, хотя и не в такой степени, количество *Classopollis* и в Южном Казахстане. В сантоне содержание пыльцы *Classopollis* снижается, чтобы опять возрасти в кампане. На это же указывает и появление в туронских отложениях Ферганы и Таджикской депрессии гипсоносных пачек.

В Европе флоры второй половины верхнего мела содержат также много узколистных и мелколистных форм. К ним относятся остатки листьев из сенона Карпатской Украины и Донецкого бассейна (Вахрамеев и др., 1970), а также Юго-Восточной Польши (Malicki et al., 1967). В Закавказье (Даралагез), Италии и Португалии известны местонахождения с остатками листьев мелколистных и узколистных покрытосеменных (*Dryophyllum*, *Myrica*, «*Eucalyptus*»), принадлежащих различным векам позднего мела.

В континентальных пестроцветных отложениях верхнего мела (кампан) Ферганы, которые накапливались в аридной зоне этой эпохи, в ряде точек обнаружены отпечатки, принадлежащие исключительно водным или прибрежным растениям (*Quegexia angulata*, *Nelumbites* sp., *Typha* sp., *Equisetites* sp.). Известно, что в захоронения, как правило, попадают остатки древесных или водных растений. Отсутствие первых из них наводит на мысль о скудности древесной растительности, что легче всего объяснить засушливостью климата. Водные растения могли быть свя-

заны с водоемами, расположенными в безлесной местности. Приведенные данные по Фергане, видимо, и указывают на этот случай.

В Монголии, где широко распространены верхнемеловые континентальные красноцветные отложения, в них до сих пор не найдено отпечатков листьев. Вместе с тем там среди пород аллювиального происхождения неоднократно обнаруживались обломки крупных стволов. Эту особенность следует связать с сухостью климата Центральной Азии в позднемеловую эпоху. Видимо, в это время широкие равнинные пространства, окружавшие многочисленные озера и долины в нижнем течении рек, в которых и происходила седиментация, были покрыты травянистой растительностью, служившей пищей для многочисленных травоядных динозавров. Последняя почти не оставила после себя следов, так как остатки травянистых растений обычно не захороняются в ископаемом состоянии, сгнивая на корню.

Участки леса были приурочены к склонам возвышенностей, где располагались верхние части речных долин, вне области седиментации. Естественно, что листья, попадавшие в реки, перетирались в процессе переноса, тогда как стволы деревьев переносились вниз по течению, захороняясь вдали от места произрастания.

Приведенные данные показывают, что в пределах субтропической зоны как в Азии, так и в Европе на протяжении позднего мела происходит постепенное возрастание температур и одновременно иссушение климата. Это хорошо подтверждается и палеотемпературными измерениями для морских бассейнов (Ясаманов, 1975), покрывавших Среднюю Азию. Минимальные температуры отмечены здесь для позднего альба, максимальные — для кампана — маастрихта. Небольшое снижение отмечено для сантона. Такой же ход температурной кривой установлен и для Русской платформы (Найдин и др., 1966). Обнаружить палеоботаническими данными понижение температуры в сантоне пока не удается из-за редкости сантонских флор. Но выше мы отметили уменьшение содержания пыльцы *Classopollis* для сантона Средней Азии. Распространение остатков наземных динозавров ограничено с севера границей меловых субтропиков.

Перейдем к истории позднемеловых флор, произраставших в поясе, обрамлявшем северную часть Тихого океана. Наиболее хорошо изученными флорами этой территории, входившей в состав гумидной умеренно-теплой зоны, являются флоры Пенжинской губы (Камчатка) бассейна р. Анадырь и Корякского нагорья, а также флоры Западной Канады и Аляски (Красилов, 1975; Вахрамеев, 1976). Все позднемеловые флоры этих районов, начиная от сеноманских и кончая маастрихтскими и датскими, указывают на влажный сезонный климат, о чем говорит богатство папоротниками, а также присутствие мощных пластов угля в отложениях, содержащих остатки растений. Относительное обилие нильссоний, исчезнувших здесь только с наступлением палеогена, свидетельствует как о влажности, так и об относительно теплой зиме, смягчавшейся близостью океана.

Исчезновение нильссоний в начале позднего мела во флорах Якутии и других районах Сибири надо, видимо, связывать с более низкими зимними температурами внутренних частей умеренно-теплого пояса, а отсутствие их в сухих субтропиках Южной Европы, Кавказа, Казахстана и Средней Азии — с относительной аридностью климата этой зоны, из которой они исчезли еще в период ее становления в начале поздней юры.

Широкое распространение в позднемеловых флорах хвойных (преимущественно таксодиевых) с сезонно опадающими побегами и покрытосеменных, листья которых обладают зубчатым краем, в том числе крупнолистных платановых (*Pseudoprotophyllum*, *Platanus* и «*Credneria*»), свидетельствует об умеренно-теплом гумидном климате северной части Тихоокеанского пояса. Сравнивая состав флор, остатки которых встре-

чены в различных ярусах верхнемелового отдела, мы можем констатировать заметное потепление климата в кампане, на что уже указывал В. А. Красилов (1975). Так, во флорах группы Нанаимо (кампан о-ва Ванкувер) присутствует много вечнозеленых растений (*Laugus*, *Cinnamomum*, *Dillenites* и др.) и среди них пальмы. Эту флору следует рассматривать уже как субтропическую (Bell, 1957). Тем самым северная граница субтропиков в Тихом океане для кампана несколько сдвигается к северу. Кампанское потепление сказывается и на составе флоры жонкьерской свиты (Средний Сахалин), расположенной примерно на широте Ванкувера (50° с. ш.), и на составе свиты Чигник (Аляска), находящейся несколько севернее (около 55° с. ш.). В составе обеих флор появляется заметное количество растений, обладающих листьями с цельным краем, большинство которых, вероятно, принадлежало вечнозеленым формам.

Позднемеловые флоры Сибири (Вилуйская и Амуро-Зейская впадины, левобережье Енисея), произраставшие вдали от береговой линии позднемеловых морей, отличались заметно более обедненным составом по сравнению с флорами Тихоокеанского побережья. Среди немногих папоротников (*Asplenium*, *Cladophlebis*) мы не находим глейхениевых, в изобилии встречающихся во флорах Тихоокеанского побережья (Сахалин), тяготеющих к границе между умеренно-теплым и субтропическим поясами. Хвойные представлены в Сибири, как и на Тихоокеанском побережье, различными таксодиевыми (*Cephalotaxopsis*, *Sequoia*). К концу позднемеловой эпохи становятся обильными *Metasequoia*. Среди покрытосеменных редки формы с цельнокрайними листьями, в захоронениях преобладают листья средних и крупных размеров, обладающие зубчатым краем, а именно различные *Pseudoprotophyllum*, *Platanus*, «*Credneria*», *Cissites*, *Menispermities* и др. К концу мела они в значительной степени вытесняются представителями рода *Trochodendroides*, обладающими полиморфными листьями. Лишь для Вилуйской впадины Л. Ю. Буданцев (1968) отмечает появление во флоре нижней половины чиримыйской свиты (сантон — кампан?) Вилуйской впадины большого числа мелких листьев, принадлежащих родам, встречающимся как ниже, так и выше по разрезу, но представленным там более крупными листовыми пластинами (*Menispermities*, *Zizyphus*, *Cissites*, *Macclintockia*). Буданцев связывает эту мелколистность с фазой более засушливого климата. Однако других данных, подтверждающих это объяснение, пока не удается обнаружить как в самой Вилуйской впадине, так и в других регионах.

Интересно несовпадение температурных кривых, обнаруживаемое для туронского века в Средней Азии и Западной Сибири. Для первого из регионов, как уже отмечалось выше, по литологическим и палеоботаническим данным намечается повышение температуры, сопровождаемое иссушением климата. В то же время в Западной Сибири, расположенной непосредственно севернее (Палеоклиматы Сибири..., 1977), по сравнению с апт-альбом происходит заметное похолодание. Это несоответствие легко находит свое объяснение в том, что с туронским веком связана крупная трансгрессия арктического бассейна, захватившая всю Западно-Сибирскую низменность. Естественно, что широкое распространение к югу арктических вод привело к падению температуры и на суше, окружавшей возникший морской бассейн. К тому же соединение через Тургайский пролив арктических вод с теплыми морями, покрывавшими Западный Казахстан и Среднюю Азию, в туроне не произошло. Оно возникло позже в кампан-маастрихте и привело к повышению в Западной Сибири температуры, что подтверждается широким распространением в маастрихте этого региона карбонатных отложений.

Приведенный выше пример показывает, что на фоне глобальных синхронных изменений климата для отдельных крупных регионов могут возникать значительные отклонения, вызванные особенностями распро-

странения трансгрессий и регрессий и характером изменения рельефа суши или дна морей и океанов. Нарушения синхронности, вызванные этими отклонениями, могут сильно затруднять корреляцию геологических событий на климатостратиграфической основе.

Датский век, которым заканчивается позднемеловая эпоха в ее пока принятом объеме, характеризуется понижением температуры, улавливаемым на разных континентах северного полушария. На это указывает появление в составе растительности умеренно-теплой гумидной зоны первых представителей таких родов, как *Alnus*, *Betula*, *Corylus*, *Carpinus*, *Carya*, *Juglans*, *Ulmus*, *Zelkova* и т. д., приобретающих в палеоцене широкое распространение среди широколиственных хвойно-листопадных лесов (Вахрамеев и Ахметьев, 1977). Палинологический анализ подтверждает эти данные, так как при переходе от маастрихта к данию и далее к палеоцену резко увеличивается содержание пыльцы анемофильных древесных растений, к которым и принадлежат представители упомянутых выше родов.

В Юго-Восточном Казахстане ксерофильная субтропическая флора сантов-кампана (Шилин, 1977) сменяется листопадной хвойно-широколиственной (Тайжузген, Улькен-Калкан) с примесью вечнозеленых элементов (*Dewalquea*, *Dryophyllum*). На западе США при переходе от маастрихта к данию происходит смена субтропической, преимущественно вечнозеленой флоры (Ланс) на флору, в которой большую роль начинают играть листопадные элементы (Форт-Юнион).

На изменение обстановки на рубеже маастрихта и дания, вызванное, по всей вероятности, понижением температуры, указывает сильное обеднение систематического состава нанопланктона. На этой границе вымирают 5 семейств и 31 род (Шуменко и др., 1977). В конце мела южная граница северной гумидной зоны смещается к югу. Угленосные отложения появляются в Мексике, Южной Сахаре и на юге Аравийского п-ова (Хаин и др., 1975). Увлажнение климата, как и в альбе, совпадает с падением температуры.

Изучая палеоклиматические карты как раннего, так и позднего мела, созданные В. Е. Хаином и его коллегами (Хаин и др., 1975), мы видим, что северная граница экваториальной гумидной зоны в районе Индийского океана резко поворачивает на север, огибая п-ов Индостан, а затем круто опускается к югу. Столь резкое искривление этой границы основано на присутствии в Индостане остатков влаголюбивой меловой растительности и залежей угля, расположенных на тех же современных широтах, на которых в Африке развиты красноцветы и гипсы того же возраста, возникшие в условиях аридного климата. Нам представляется, что наиболее простым объяснением этому искривлению северной границы экваториальной гумидной зоны может служить дрейф, переместивший в послемеловое время п-ов Индостан далеко к северу, в широты, через которые в меловом периоде проходила аридная зона.

Заканчивая статью, следует сказать об общем характере изменения климата северного полушария в меловом периоде, дав при этом сравнительную характеристику климата обеих эпох. Климат этого периода имел хорошо выраженную зональность (рис. 1, 4). С наступлением раннего мела площадь аридной зоны в Европе и Северной Америке сокращала свои размеры. В Азии отступление северной границы аридной зоны, видимо, произошло несколько позднее: в готериве — барреме. Стала падать температура, достигшая своего минимума в позднем альбе. Одновременно увеличилась влажность. Общее понижение температуры на протяжении раннемеловой эпохи было нарушено некоторым потеплением в апте. Однако о повсеместности последнего говорить еще рано.

Первая половина позднего мела в противоположность раннему знаменуется повышением температуры и продвижением северной границы аридной зоны на север. Климатическая зональность в позднем мелу

была, вероятно, менее резко выраженной по сравнению с ранним мелом, а тем более с поздней юрой. На это указывает постепенный переход растительности умеренно-теплой зоны в гумидную субтропическую и далее в аридную зоны, а также отсутствие в пределах последней залежей солей и присутствие только пачек гипса сравнительно небольшой мощности.

Температурный максимум падает на кампан. После этого наблюдается похолодание, максимум которого приходится на датский век — начало палеоцена. Это похолодание вызвало заметное изменение наземной растительности, обеднение нанопланктона и отступление к югу северной границы аридной зоны, особенно заметное для Западного полушария.

ЛИТЕРАТУРА

- Буданцев Л. Ю.* 1968. Позднемеловая флора Виллюйской впадины. Ботан. ж., т. 53, № 1, стр. 3—16.
- Вахрамеев В. А.* 1970. Закономерности распространения и палеоэкология мезозойских хвойных *Cheilelepidiaceae*. Палеонтол. ж., № 1, стр. 19—34.
- Вахрамеев В. А.* 1976. Развитие меловых флор северной части Тихоокеанского пояса. Междунар. геол. конгр. Докл. сов. геологов. Палеонтология, морская геология. «Наука», стр. 128—137.
- Вахрамеев В. А. и Ахметьев М. А.* 1977. Высшие растения по данным изучения листьев. В кн.: Развитие флор на границе мезозоя и кайнозоя. «Наука», стр. 39—65.
- Вахрамеев В. А., Добрускина И. А., Заклинская Е. Д. и Мейен С. В.* 1970. Палеозойские и мезозойские флоры Евразии и фитогеография этого времени. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 208, стр. 1—424.
- Голенин М. И.* 1959. Победители в борьбе за существование в мире растений. Изд. 3-е. Учпедгиз, стр. 1—132.
- Красилов В. А.* 1973. Новые данные по флоре и фитогеографии верхнего мела Сахалина. В сб.: Ископаемые флоры и флоростратиграфия Дальнего Востока. Владивосток, стр. 52—77.
- Красилов В. А.* 1975. Развитие позднемеловой растительности западного Тихоокеанского побережья в связи с изменениями климата и тектогенезом. В кн.: Ископаемые флоры Дальнего Востока. Тр. Биол.-почв. ин-та, т. 27 (130), стр. 30—42.
- Куваева С. Б., Алиев М. М. и Алиев Р. А.* 1964. Нижнемеловые спорово-пыльцевые комплексы юго-восточного Кавказа и их стратиграфическое значение. В кн.: Биостратиграфия и палеогеография мезокайнозоя нефтегазоносных областей Юго-Востока СССР. «Наука», стр. 42—56.
- Куваева С. Б. и Янин Б. Т.* 1973. Палинологическая характеристика нижнемеловых отложений Горного Крыма. Вестн. Моск. ун-та, № 5, стр. 49—57.
- Найдин Д. П., Тейс Р. В. и Задорожный И. К.* 1966. Изотопные температуры верхнего мела Русской платформы и других районов СССР. Геохимия, № 11, стр. 1286—1300.
- Палеоклиматы Сибири в меловом и палеогеновом периодах. 1977. «Недра», стр. 1—107.
- Петросьянц М. А. и Тарасова Л. О.* 1965. О спорово-пыльцевых комплексах из отложений коньякского, сантонского, кампанского и маастрихтского ярусов Восточной Туркмении (Заунгузские Каракумы и среднее течение р. Амударья). Изв. АН СССР. Сер. геол., № 11, стр. 86—92.
- Пономаренко З. К., Бляхова С. М., Кальменова А. Х., Котова Л. И., Нестерова Е. В., Перфильев А. Р., Погодаева Т. В., Полумискова Л. Ш., Сакулина Г. В., Стукалова Н. И. и Терехова Е. К.* 1973. Значение пыльцы *Classopollis* для стратиграфии юрско-раннепалеогеновых отложений Казахстана и его палеофлористического районирования. В кн.: Палинология мезофита. Тр. III Междунар. палинол. конф., стр. 83—92.
- Самылина В. А.* 1974. Раннемеловые флоры Северо-Востока СССР. Комаровские чтения, вып. 27. «Наука», стр. 1—55.
- Синицын В. М.* 1966. Древние климаты Евразии. Ч. 2. Мезозой. Изд-во Ленингр. ун-та, стр. 1—167.
- Синицын В. М.* 1967. Введение в палеоклиматологию. «Недра», стр. 1—232.
- Страхов Н. М.* 1960. Основы теории литогенеза. Т. 1. Типы литогенеза и их размещение на поверхности Земли. Изд-во АН СССР, стр. 1—212.
- Тесленко Ю. В.* 1967. Некоторые аспекты эволюции наземных растений. Геология и геофизика, № 11, стр. 58—64.
- Фокина Н. И.* 1976. Районирование территории запада Средней Азии (нижний мел) по палинологическим данным. В кн.: Результаты палинол. исслед. докембрия, палеозоя и мезозоя СССР. Тр. Всес. н.-и. геологоразв. нефт. ин-та, вып. 192, стр. 110—122.

- Хаин В. Е., Ронов А. Б. и Балуховский А. Н. 1975. Меловые литологические формации мира. Сов. геология, № 11, стр. 10—39.
- Шилин П. В. 1977. Развитие поздне меловой флоры Казахстана. Ботан. ж., № 10, стр. 1404—1414.
- Шуменко С. И., Андреева-Григоревич А. С. и Музылеев Н. Г. 1977. Известковый наупланктон. В кн.: Развитие флор на границе мезозоя и кайнозоя. «Наука», стр. 5—21.
- Ясамапов Н. А. 1973. Новые данные о температурных условиях раннемелового бассейна Западного Закавказья. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 7, стр. 145—149.
- Ясамапов Н. А. 1975. Температурные условия меловых и палеогеновых морей Средней Азии. Изв. АН СССР. Сер. геол., стр. 92—103., № 12
- Bell W. A. 1957. Flora of the Upper Cretaceous Nanaimo group of Vancouver Island, British Columbia. Geol. Surv. Can., mem. 293, p. 1—84.
- Chow Tseyen and Tsao Chengyao. 1977. On eight new species of conifers from the Cretaceous of East China with reference to their taxonomic position and phylogenetic relationship. Acta paleontol. sinica, vol. 16, № 2.
- Hsü J. and Chow H. I. 1956. Microflora and geological age of the basal part of the Lower Huihuipou formation of the Chiuchuan Basin of Western Kansu. Acta paleontol. sinica, vol. 4, № 4, p. 401—507.
- Malick A., Karczmarz K. and Popiel J. 1967. Materiały do gornokredowych flor Wyzyny, Lubelskiej i Roztocza. Ann. Univ. Marie Curie-Sklodowska, № 9, p. 269—278.
- Norris G., Jarzen D. M. and Awai-Thorne B. V. 1975. Evolution of the Cretaceous terrestrial palynoflora in Western Canada. Geol. Assoc. Can. Spec. Pap., № 13, p. 333—364.
- Reymanowna M. and Watson J. 1976. The genus Frenelopsis hoheneggeri (Ettingshausen) Schenk. Acta palaeobot., vol. 17 (1), p. 17—26.

Геологический институт
Академии наук СССР

Статья поступила в редакцию.
20 I 1978