

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЯ

УДК [551.781+551.782] (571.1/.5)+551.583.7

СТРАТИГРАФИЯ И ТРЕНД ПАЛЕОТЕМПЕРАТУР В ПАЛЕОГЕНЕ
И НЕОГЕНЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ (по данным палинологии)

В.С. Волкова

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

Рассмотрена стратиграфия палеогена и неогена Сибири и дана оценка тренда изменений палеотемператур и количества осадков. Для оценки палеотемператур использован метод построения климатограмм В.П. Гричука и анализ температур ареалов основных родов растений флоры. Показано, что все температуры в палеогене и неогене были высокими и никогда не опускались ниже 0 °С. Среднегодовые температуры колебались от +20 до +10...+5 °С, температура зимы от +10 до +5...+3 °С. Количество осадков менялось от 1400 до 1000 мм/год в палеоцене и эоцене, до 800—500 мм/год в олигоцене и до 250—100 мм/год в позднем миоцене. Сделан вывод о похолодании климата на рубежах поздний эоцен—ранний олигоцен, поздний олигоцен—ранний миоцен и раннего плиоцена. Установлено три этапа сухого (аридного) климата: один — в позднем миоцене (7—5.5 млн лет) и два — в раннем плиоцене (черлакское и битекейское) время. В позднем плиоцене, на рубеже 2.6 млн лет (кулундинский горизонт), похолодание климата было небольшим. Оно обусловило формирование растительных зон и их расположение, близкое к современному. Миграция арктических элементов флоры на юг Западно-Сибирской равнины произошла 1.65—1.8 млн лет в убинско-ерестинское время, когда похолодание климата было близко климату ледниковых эпох.

Стратиграфия, горизонт, палеоцен, эоцен, олигоцен, миоцен, плиоцен, палеоклимат, температура, осадки, стадия.

PALEOGENE AND NEOGENE STRATIGRAPHY AND PALEOTEMPERATURE TREND
OF WEST SIBERIA (from palynological data)

V.S. Volkova

The paper discusses the Paleogene and Neogene stratigraphy of Siberia and estimates the paleotemperature and precipitation trends. The paleotemperatures were estimated on the basis of climatograms (V.P. Grichuk) and the analysis of temperatures in the ranges of the main plant genera. The Paleogene and Neogene temperatures were always high (at least 0°C). The average annual temperatures varied from +20 to +10...+5°C, the winter temperature being from +10 to +5...+3°C. The precipitation varied from 1400–1000 mm/yr in the Paleocene and Eocene to 800–500 mm/yr in the Oligocene and 250–100 mm in the Late Miocene. The climate cooled in the Late Eocene–Early Oligocene, Late Oligocene–Early Miocene, and Early Pliocene. Three stages of arid climate have been distinguished: one in the Late Miocene (7–5.5 Ma) and two in the Early Pliocene (Cherlak and Bitekei time). In the Late Pliocene (2.6 Ma, Kulunda Horizon), the cooling was slight. It gave rise to vegetation zones, which were distributed similarly to the present-day ones. The Arctic flora migrated to the southern West Siberian Plain at 1.65–1.8 Ma (Ubinskoe–Erestnaya time), when the climate was close to a glacial one.

Stratigraphy, horizon, Paleocene, Eocene, Oligocene, Miocene, Pliocene, paleoclimate, temperature, precipitation, stage

ВВЕДЕНИЕ

Краткие сведения по стратиграфии. Изменение климата в кайнозое, выявление температурного тренда, установление эпох увлажнения и аридизации являются одним из приоритетных направлений мировой науки как наиболее вероятных сценариев будущих изменений на фоне глобального потепления.

Цель статьи — показать температурный тренд в палеогене и неогене Сибири. Для решения этого вопроса большое значение имеют палинологические данные из морских, озерных и аллювиальных отложений, представляющие собой архивные материалы климата прошлого. В этом отношении большой

интерес имеют данные по стратиграфии палеогена и неогена Западной Сибири. Палеогеновые и неогеновые отложения в этом регионе хорошо изучены и имеют палеонтологическое обоснование [Волкова, Кулькова, 1987; Кулькова, Волкова, 1997; Волкова и др., 2002а; Волкова, Кузьмина, 2005]. Разнообразные данные по остаткам флоры и фауны послужили основой для создания унифицированной стратиграфической схемы по неогену и палеогену Западной Сибири [Унифицированные..., 2001]. По этой схеме в составе палеогена показаны морские палеоценовые и эоценовые отложения и осадки континентального олигоцена. В основу обоснования возраста морского палеогена положены данные по диноцистам, полученные И.А. Кульковой и С.Б. Шацким [1990], палеомагнитная шкала З.Н. Гнибиденко [2006] и палинологические данные И.А. Кульковой [1971], Л.А. Пановой [1971]. В палеоцене (66.5—58 млн лет) морские отложения представлены двумя свитами — талицкой (нижний палеоцен) и серовской (верхний палеоцен). Отложения содержат фораминиферы, динофлагеллаты, споры, пыльцу, радиолярии. Талицкая свита представлена темно-серыми до черных, тонкослоистыми алевритами и глиной. Серовская свита состоит из опок и опоквидных глин, иногда с прослоями алевритов и песков [Кулькова, Волкова, 1997]. Мощность осадков изменяется от 100 до 200 м, увеличиваясь в сторону Урала.

Эоцен (58—40 млн лет) представлен также морскими отложениями. Эоценовая эпоха была временем максимального распространения палеогеновой трансгрессии, когда более 60—70 % площади Западно-Сибирской плиты было занято морем. В начале эоцена шло накопление диатомитов и опоквидных глин (ирбитская свита) мощностью до 90—115 м. В нижний эоцен входит также нижняя подсвита люлинворской свиты. Средний эоцен представлен средней и верхней подсвитами люлинворской свиты — зеленовато-серые плитчатые глины мощностью от 40 до 70 м.

К средневерхнему эоцену относится также тавдинская свита мощностью до 150 м, представленная тонкослоистыми зеленовато-серыми глинами с тонкими присыпками алевритового и песчаного материала.

Начиная с олигоцена (37—25 млн лет) на территории Западной Сибири установился континентальный режим осадконакопления. В начале олигоцена шло формирование аллювиальных песков (атлымская свита) мощностью от 20 до 120 м, позднее — озерных глин, алевритов с прослоями лигнитов, бурого угля (новомихайловская свита) мощностью от 70 до 140 м. В позднем олигоцене отлагались глины туртаской и журавской свит с прослоями глауконитовых песков (туртаская—знаменская свиты) мощностью от 40 до 140 м [Кузьмина и др., 2003; Volkova, Kuzmina, 2004; Кузьмина, Волкова, 2008]. В отложениях туртаской и нижней части знаменской свит были впервые обнаружены динофлагеллаты рода *Pseudokomewuia*, имеющие важное значение для определения возраста отложений и их корреляции [Кузьмина, Волкова, 2004].

Осадконакопление начала раннего неогенового этапа (25—5 млн лет) связано с завершением позднего олигоценевого озерного этапа (абросимовская свита олигоцен—ранний миоцен). Осадки представлены суглинками с прослоями лигнитов, супесями и мелкозернистыми песками с рассеянным растительным детритом. Мощность колеблется от 20 до 50 м. Отложения имеют палеомагнитную характеристику, содержат споры, пыльцу, остатки семян и отпечатки листьев — *Populus balsamoides* Goepp., *Acer trilobatum* (Sternb.), *Acer* sp., *Juglans* sp., *Taxodium* sp., *Alnus kefersteinii* Ung., *Salvinia mediana* Nikit. В.П. Никитин [2006], Л.А. Панова [1971] абросимовскую свиту сопоставляют с отложениями аквитанского века.

В конце раннего—в среднем миоцене (21—18 млн лет) начался новый озерно-аллювиальный этап осадконакопления (бещеульская свита, кожевниковские, вороновские слои) [Волкова, Кулькова, 1987]. Широко были распространены речные пески, алевриты с прослоями желтовато-бурых глин. Мощность осадков не превышала 50 м. Этот этап сопровождался оживлением тектонических движений и похолоданием климата. Эти два явления привели к обновлению флоры [Кулькова, Волкова, 1997; Волкова и др., 2002а; Кузьмина, Волкова, 2008] и к широкому развитию мелколиственных лесов.

В позднем миоцене были сформированы таволжанская и павлодарская свиты. Таволжанская свита представлена, преимущественно, озерными зелеными монтмориллонитовыми глинами мощностью от 20 до 40 м, а на юго-востоке Западной Сибири до 80 м. Павлодарская свита состоит из желтовато-зеленых (с прослоями бурых) глин с включением карбонатных конкреций и оксидов железа. Мощность не превышает 50 м. С поздним миоценом связан новый этап развития флоры. Для него характерна вспышка травянисто-кустарничковой растительности и сухой аридный климат [Волкова, 2006].

Последний этап (от 5 до 2.5 млн лет) связан с новым оживлением тектонических движений, которые оказали большое влияние на формирование озерных и субаэральных отложений. Неотектонические движения обусловили неполноту геологической летописи, глубокие размывы и перерывы в осадконакоплении. Дальнейшее похолодание климата [Волкова, 1998; 2006] обусловило этапы развития семиаридной лесостепной и степной растительности [Кулькова, Волкова, 1997; Волкова, 2006].

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В работе использован палинологический материал по скважинам Западной (рис. 1) и Средней Сибири [Фрадкина, 1983; Палеоген и неоген..., 1998; Унифицированные..., 2001; Региональная..., 2005]. Для решения поставленной цели и оценки отклонения показателей климата в кайнозое от современных значений учитывались данные по Западной Сибири.

Западно-Сибирская равнина является хорошо изученным регионом и имеет важное значение для оценки палеогеографических событий всей Северной Азии. Во-первых, она имеет протяженность более 2500 км по меридиану и пересекает ряд современных ландшафтных зон от сухих степей (полупустынь) до зоны тундры. Во-вторых, на этой равнинной территории с горизонтальным залеганием морских и континентальных кайнозойских отложений, датированных различными палеонтологическими методами, данными палеомагнитного анализа [Гнибиденко, 2006] проведена корреляция отложений кайнозоя Западной Сибири и других районов Восточной Сибири.

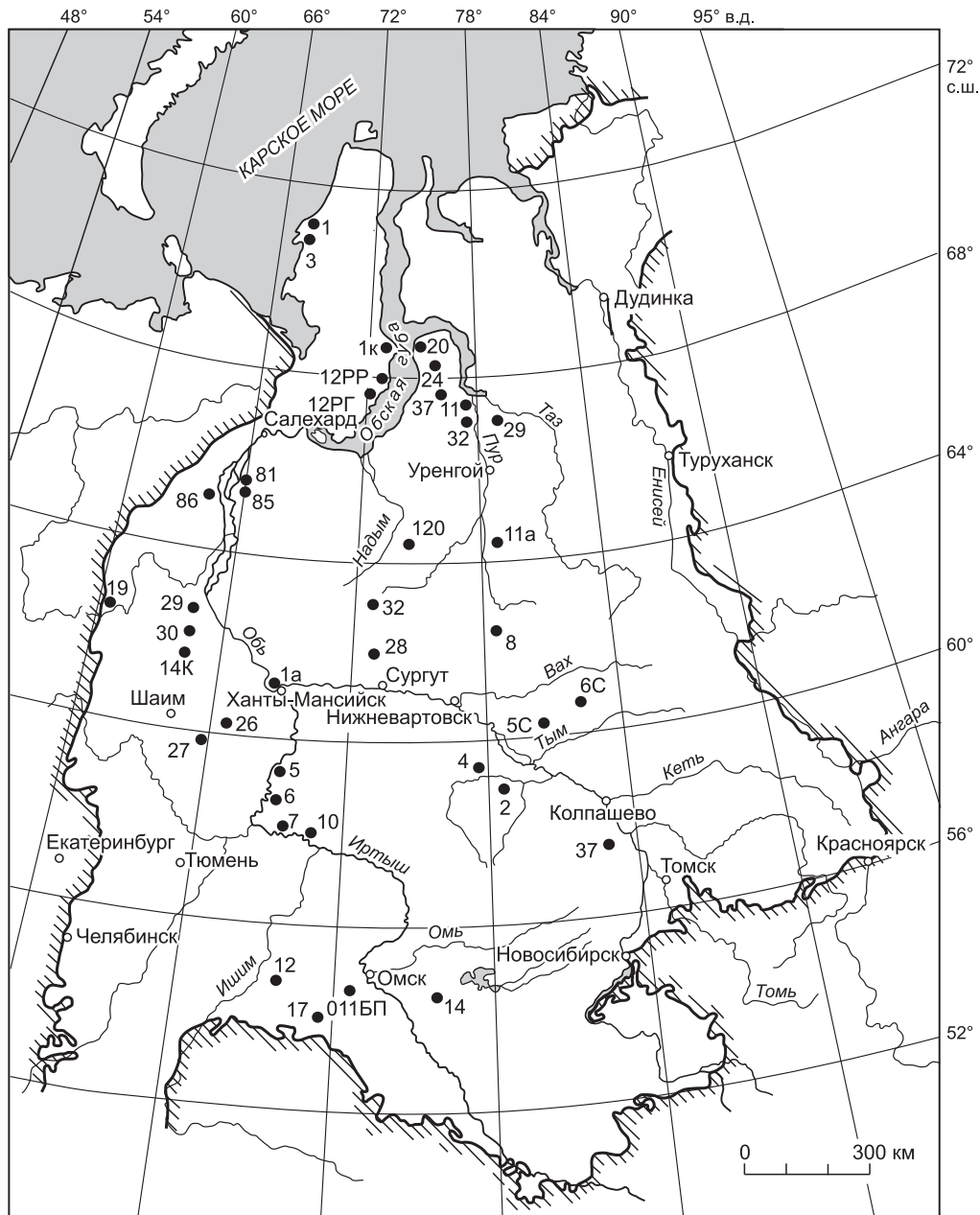


Рис. 1. Схема расположения номеров скважин и разрезов, из которых получены спорово-пыльцевые данные.

Штрихами околнурена Западно-Сибирская низменность.

Для определения отклонений климатических параметров кайнозоя использованы современные показатели климата природных зон, в пределах которых расположены скважины и обнажения палеогеновых и неогеновых отложений. В современной Западной Сибири в зоне тундры и лесотундры (70—66.5° с.ш. — Ямал, Тазовский полуостров) среднегодовая температура колеблется от –6 до –10.5 °С, средняя температура самого холодного месяца от –23.8 до –24.4 °С, а средняя летняя не превышала +12 °С [Орлова, 1962].

В лесной зоне среднегодовая температура достигает –3...–5.4 °С, средняя температура холодного месяца –25...–28 °С, а летняя не превышает +17 °С. В лесостепной зоне, на широте 55° с.ш., температура самого теплого месяца не превышает +18...+19 °С, холодного –18.1 °С, среднегодовая равна 0 °С [Справочник..., 1965]. При рассмотрении отклонений температур, среднегодовых, зимних и летних в кайнозое приняты современные температуры на широте Омска, где среднегодовая температура равна 0 °С [Орлова, 1962]. Реконструкция климатических показателей для эоцена приведена по данным скважин 11, 23, 29, расположенных в зоне лесотундры на Ямале, а также на Обь-Иртышском междуречье (скв. 37) [Волкова, Кузьмина, 2005]; в Средней Сибири (скв. 1, 3, котуйская свита), разрез на о. Айон, по материалам А.Ф. Фрадкиной [1983] и на Средней Колыме (терехтяхская—юринская свиты) [Региональная..., 2005].

Из континентальных отложений проанализированы палиноморфы из отложений южной и центральной частей Западной Сибири [Кузьмина, Волкова, 2008]. Данные по основным разрезам позднего миоцена и плиоцена использованы из ранее опубликованных работ [Волкова, 1998; Волкова и др., 2002а, б; Кузьмина и др., 2003].

Все образцы из керна скважин на спорово-пыльцевой анализ обрабатывались по методике В.П. Гричука [Гричук, Заклинская, 1948]. При установлении палеотемператур кайнозоя использованы два метода: 1) анализ ареалов растений и их температурные показатели и 2) построение климатограмм по методике В.П. Гричука [Гричук, 1969; Гричук и др., 1987]. Климатограммы обычно строятся на основе ареалов растений и их наложения на климатические параметры, позволяющие получать общее поле температурных условий, при которых возможно совместное произрастание всех видов или родов рассматриваемого комплекса с подбором базовых данных ближайших метеостанций.

При анализе пыльцевых данных учитывались только показатели пыльцы древесных растений, принадлежность которых была определена в пределах родовых таксонов. С помощью климатограмм восстанавливались среднегодовые, зимние и летние температуры. По ближайшим метеостанциям учитывались современные температуры природных зон, в которых расположены разрезы, и рассчитывались отклонения от современных значений. Такая методика имеет ряд преимуществ, которые заключаются в том, что авторы избегают привязки к современной территории и, следовательно, непосредственного перенесения в прошлое природных условий, которые не были аналогичны современным [Гричук и др., 1987]. В таком случае принцип актуализма может применяться очень ограниченно по ряду причин. Во-первых, споры и пыльца представляют малую часть растительного мира, во-вторых, экологические потребности родов внутри семейства и составляющих их видов часто неодинаковы. В.П. Гричук [Гричук и др., 1987] отмечал, что при построении климатограмм климатические реконструкции свободны от учета ценоотических связей растений и ценоотических комплексов.

Ареалы растений, совместно встречающихся во флоре палеоцена и эоцена Западной Сибири, в настоящее время не перекрываются. Они разбросаны на Земле от 10 до 60° с.ш. Однако, анализ климатической приуроченности, особенно тропических и субтропических родов растений, показывает, что существует некоторый общий диапазон температур.

Безусловно, реконструкция климатических показателей по данным палинологии менее надежна, чем по остаткам листьев, в основе которых лежит анализ морфологии листа [Wolfe, 1993]. С помощью ископаемой листовой флоры можно получать среднегодовые температуры, а также самого холодного и теплого месяцев и сведения о количестве осадков. Отпечатков листьев в палеоцене и эоцене на территории Западной Сибири пока не найдено.

Следует подчеркнуть, что большое значение имеет пыльца тропических и субтропических растений, которая встречается в спорово-пыльцевых спектрах. Часто в палинологических комплексах палеоцена и эоцена встречается пыльца *Sequoia*. Секвойя произрастает сейчас при среднегодовой температуре от +11 до +15 °С. Температура холодного месяца до –10 °С, а самого теплого колеблется от +13 до +19.5 °С.

Glyptostrobus распространен сейчас в Китае при зимних температурах +6 °С, среднегодовых, близких к +17.7 °С, и летних +30 °С.

Болотный кипарис *Taxodium* выдерживает среднегодовые температуры +13.3 °С, а самые холодные +5...+9 °С.

В спектрах среднего эоцена, в скважинах на Тазовском полуострове, и на о. Айон (скв. 1) обнаружена пыльца пальм. Обычно остатки пальм встречаются в прибрежно-морских отложениях палеоцена и

эоцена в тропической зоне Земли [Ахметьев, 2004]. Ареалы пальмы в Китае не выходят за пределы среднегодовых температур +18 °С, в Северной Америке +15 °С. По данным палинологии, на о. Айон (тахстахская свита) они должны произрастать при среднегодовой температуре +15 °С, средняя температура холодного месяца достигала +8...+9 °С, а теплого +21 °С.

К числу показательных относятся споры водных папоротников *Salvinia*, *Azolla*, а также *Trapa*. Для их жизнедеятельности прогреваемость поверхности воды в летнее время должна быть не ниже +16...+18 °С, а для *Hydrocharis*, *Nymphaeae* не ниже +10...+15 °С [Mai, 1995].

В отложениях палеоэоцена и эоцена (особенно среднего и позднего эоцена) роль нынеживущих родов растений достаточно велика. Значительное число ныне тропических родов и видов, распространенных в субтропиках и умеренной зоне Южного полушария, подчеркивает экзотичный характер эоценовой флоры. Однако определенную часть ее составили роды растений, не сохранившиеся до наших дней. Это обстоятельство надо иметь в виду при оценке степени репрезентативности выявленных ископаемых эоценовых флор. При сопоставлении эоценовой и современной флоры достаточно устанавливается только сходство родового состава. Отсутствие каких-либо аналогий в составе видов, их ценотических связей и в составе ценогенетических комплексов затруднено. В отложениях олигоцена часто встречается пыльца ликвидамбара, северный предел распространения этого растения ограничен изотермой среднегодовых температур +11...+13 °С.

ОБСУЖДЕНИЕ МАТЕРИАЛА И ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ ЭТАПЫ

В результате по данным палинологии установлены временные климатические этапы и ход изменения температур и осадков (рис. 2, 3).

Палеогеновый этап. По палинологическим данным установлено, что на всей территории Западно-Сибирской равнины в палеоэоцене, раннем и среднем эоцене были распространены лиственно-хвойные вечнозеленые с элементами субтропических растений леса. В северных районах Сибири в разрезах эоцена найдена пыльца пальмы [Кулькова, Волкова, 1997; Волкова и др., 2002а; Волкова, Кузьмина, 2005]. Этот тип флоры в литературе получил название арктотретичной или, по А.Н. Криштафовичу, — «гренландской» [Криштафович, 1928].

Климатические параметры, по данным палинологии с учетом температур ареалов растений и данных климатограмм, имеют среднегодовые температуры около +20 °С, самого холодного месяца +6...+7 °С, теплого +28 °С. Указанные климатические параметры для палеоэоцена (талицкое время) весьма близки к климатическим показателям для палеоэоценовых флор харулакского типа, приведенным М.А. Ахметьевым [2004] по данным морфологии параметров ископаемых листьев. Для эоценовых флор (район Анадыря—Лены) установлены среднегодовые температуры от +10 до +14 °С, среднезимняя до +6 °С, количество осадков до 1400 мм/год.

Для флор паратропического климата по находкам листовой флоры в верховьях р. Иртыш, в районах Северного Казахстана, Южного Урала, а в России также флоры из камышинских отложений Поволжья в раннем танете, в Западной Сибири это конец талицкого — начало люлинворского времени, среднегодовые температуры возросли до +23...+24 °С, а количество осадков достигало 2000 мм/год [Ахметьев, 2004].

В эоцене, в люлинворское время, паратропическая растительность охватила приполярную область — Ямал, Тазовский полуостров, Северный Урал. В Восточной Сибири граница ее проходила южнее широты г. Магадан.

Среднегодовая температура, по данным палинологии на Ямале, в низовьях р. Пур достигала +14...+15 °С, самого холодного месяца +6...+8 °С, теплого +21...+23 °С (см. рис. 2).

На территории Обь-Иртышского междуречья и на Аганском «материке» в климатический оптимум эоцена среднегодовая температура была +15 °С, самого холодного месяца +8...+11 °С, теплого +19...+20 °С [Волкова, Кузьмина, 2005].

В Средней Сибири в оптимум эоцена температура холодного месяца была +6...+9.5 °С, самого теплого +25.5 °С, а среднегодовая +13.5 °С. В оптимум эоцена на о. Айон среднегодовая температура была +13 °С, самого холодного месяца +5...+7 °С, а самого теплого +21...+23 °С. Для зоны умеренного и умеренно-влажного климата для среднего эоцена Центральной Сибири, в Пенжинской губе (в лютетский век), флора обогатилась субтропическими растениями. Среднегодовые температуры были высокими +10...+12 °С, осадков выпадало 1000—1500 мм/год. Характерным является расширение площади папоротников *Osmundaceae*, *Onolea* и др. М.А. Ахметьев по параметрам ископаемых листьев рассчитал следующие показатели климата: среднегодовые +12...+14 °С, среднелетние +19...+21 °С, среднезимние не ниже +2 °С при среднегодовом количестве осадков 1600—2000 мм/год.

В Бартоне (раннетавдинское время), по палинологическим данным, флоры мало отличались от флор позднелютетского времени. Основными компонентами ее были кастанопсисы с подчиненным со-

ставом мелкой пылицы вечнозеленых дубов. Лишь в конце этого времени пылицы кастанописов становится в спектрах меньше. Она замещается пылью дубов. Климат продолжает быть близким к субтропическому. Климатические параметры также мало изменились. Среднегодовая температура была близка к +17 °С, температура самого холодного месяца +5 °С, теплое +21...+25 °С (см. рис. 2, 3).

В Западной Сибири зона субтропического влажного и переменного-влажного климата распространялась далеко на север. Постепенно в середине бартонского века (конец первой половины тавдинского времени) произошла замена гумидной флоры на более засушливую. Это было обусловлено закрытием сквозной связи Тавдинского (Западно-Сибирского) моря с Арктическим бассейном. В конце эоцена Тавдинский морской бассейн сообщался с морями Тетиса только через Тургайский прогиб. Изменился состав флоры, снизилась среднегодовая температура до +8 °С, температура холодного месяца не превышала +5 °С, теплое времени +26...+28 °С.

Климатограмма позднего эоцена, построенная по восьми компонентам для Обь-Иртышского междуречья (скв. 37/15) [Волкова, Кузьмина, 2005], показала, что среднегодовая температура колебалась от +8 до +13 °С, холодного времени от +2.5 до +5.5 °С, а самого теплое +22...+25 °С.

На рубеже эоцена и олигоцена произошли крупные события, обусловленные изменением тектонического режима Земли. Они привели к окончательной изоляции антарктического континента и других континентов бывшей Гондваны (к образованию пролива Дрейка между Антарктикой и Южной Америкой и одновременно возникновением циркумарктического течения). Это привело к оледенению Антарктики, гляциоэвстатическому падению уровня Мирового океана и глобальной регрессии. Одновременно происходило усиление континентальности климата, образование снежного покрова не только в высоких, но и в средних широтах (50—60° с.ш.). Таким образом, по данным М.А. Ахметьева [2004], произошел быстрый переход (за 3—5 млн лет) от теплой «парниковой» к «холодной» криогенной биосфере.

В Западной Сибири наступил этап устойчивого охлаждения, что отразилось в сокращении доли участия субтропических растений и в обогащении растительности тургайскими элементами флоры. Растительность раннего олигоцена характеризовалась расцветом различных мезофильных листопадных пород. Вечнозеленые растения сохранились лишь на положении реликтов. Широкое раз-

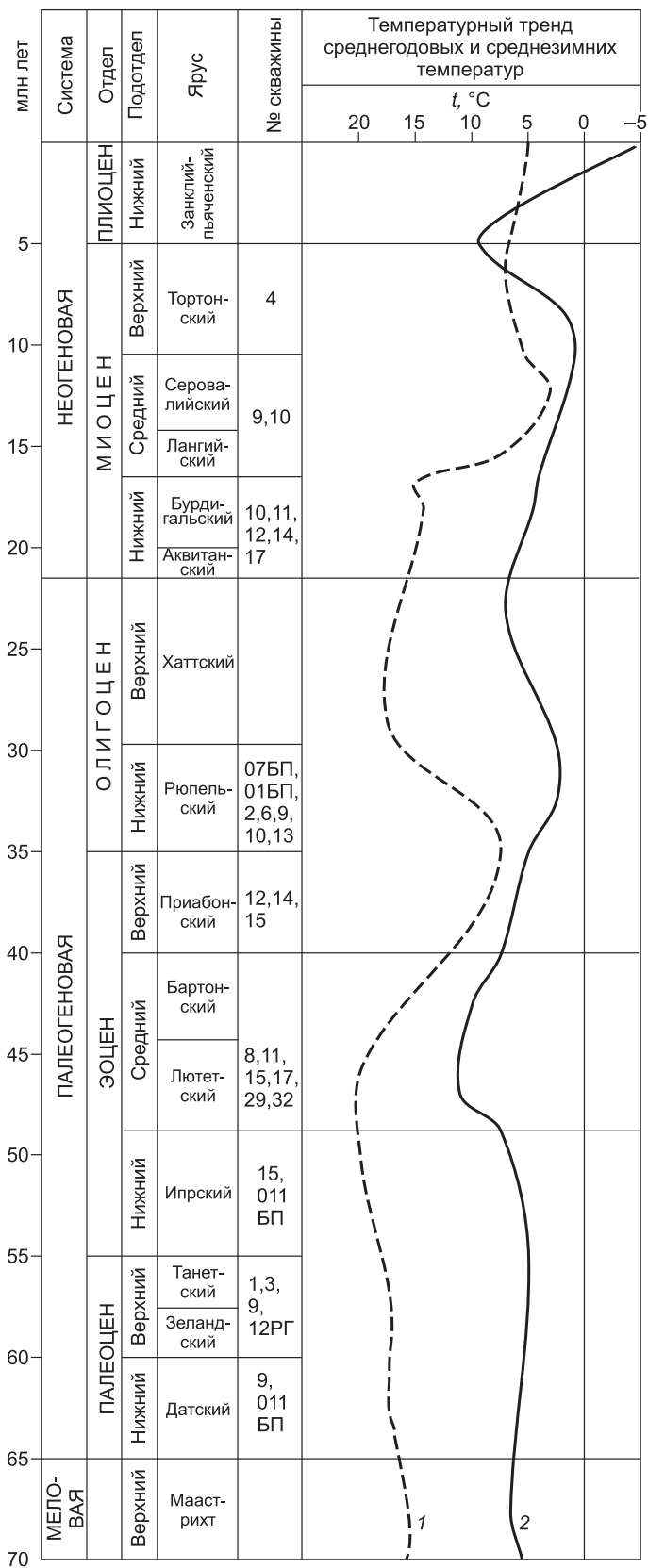


Рис. 2. Тренд среднегодовых и среднезимних температур в палеогене и неогене Западно-Сибирской равнины.

1 — среднегодовая, 2 — среднезимняя.

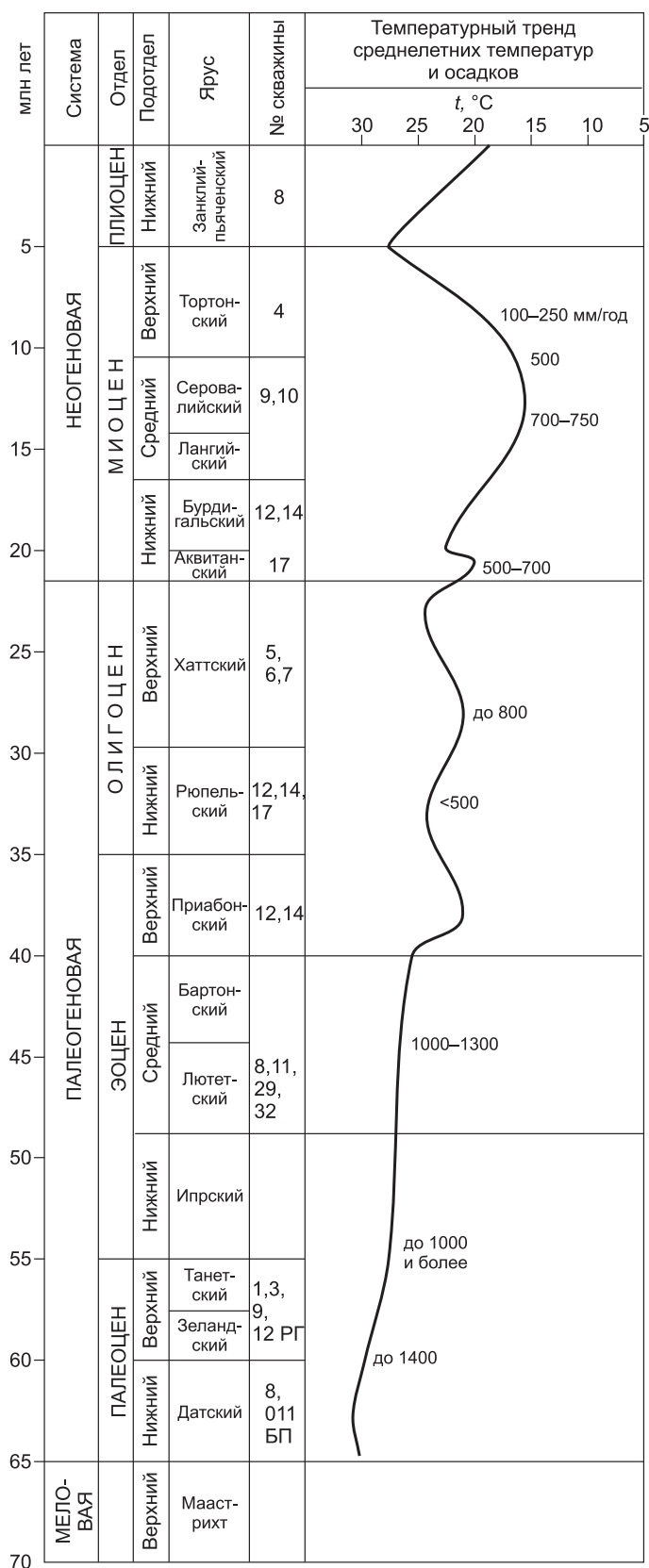


Рис. 3. Тренд среднелетних температур и количество осадков в палеогене и неогене Западной Сибири.

витие получили хвойные, а также теплоумеренные представители из семейств ореховых, буковых, ильмовых, березовых. Основной состав флоры в олигоцене одинаков, меняется только их долевое участие [Волкова и др., 2002a; Volkova, Kuzmina, 2004].

В Западной Сибири в первой половине олигоцена среднегодовая температура колебалась от +10 до +15 °C, температура теплового периода была +15 °C, холодного около +10 °C (см. рис. 2). Отклонения от среднегодовых температур различны. Наибольшие значения отмечались для северных районов. Климат оставался достаточно теплым, обеспечивающим развитие хвойно-широколиственных лесов. В конце раннеолигоценного времени, по данным палинологии, среднегодовая температура постоянно повышалась. В позднем олигоцене (туртасское время) на территории Западной Сибири отрицательные тектонические движения привели к образованию огромного озерного бассейна (Туртасское озеро-море), который на юге через Тургайский пролив, вероятно, имел связь с Байгубегским морем [Кузьмина, Волкова, 2004]. Состав флоры указывает на широкое развитие хвойно-широколиственных листопадных лесов тургайского типа и вновь с небольшим участием субтропических элементов. Климат был теплоумеренным влажным. Количество осадков возросло и достигало 800—900 мм/год, т.е. на 300—400 мм больше, чем в настоящее время. Установлены следующие параметры — температура холодного месяца достигала +4...+6 °C, среднегодовая +14...+15 °C. Отклонения по сравнению с современными температурами большие. Температура самого холодного месяца была выше на 18 °C, а среднегодовая на 14 °C. Таким образом, несмотря на похолодание, климат был еще достаточно теплым.

Неогеновый этап. В неогене, по данным палинофлоры, установлены три крупных периода изменения климата. Для раннего — начала среднего миоцена (22.5—16.5 млн лет) климат был еще умеренно-теплый, переходный к бореальному, в среднем миоцене (16—11.5 млн лет) — бореально-умеренный, в позднем миоцене (11.5—5.3 млн лет) — семиаридный и аридный.

Климатические параметры получены на основе изучения ареалов растений и типов растительных формаций. Флора раннего миоцена (абросимовское время) была еще близка к флоре позднего олигоцена не только в Западной Сибири, но и в смежных регионах. На территории Западной Сибири еще существовали хвойно-широколиственные леса с большой долей участия мелколиственных и

мезофильных листопадных пород из семейств ореховых и ильмовых. Среднегодовая температура была близка к +15 °С. Среднегодовое количество осадков на севере достигало 700—800 мм/год, уменьшаясь к югу до 500 мм/год. Преобладание мелколиственных растений обусловлено относительным похолоданием климата.

В среднем миоцене (кожевниковское, вороновское, бещеульское время) растительность была уже близка к современным березово-широколиственным лесам и буково-дубовым формациям Западной Европы. Представители субтропических растений в составе растительности участия не принимали. В конце среднего миоцена растительность сильно обогатилась ольхой, сократилась роль бука и ореховых. В определение климатических показателей положены характеристики дуба и граба, северные границы ареалов которых достигали: дуба 45° с.ш., граба 57° с.ш. Среднегодовая температура была +5...+8 °С, января 0...+2 °С, июля +16...+18 °С. Годовое количество осадков 700—750 мм/год (см. рис. 2, 3).

К позднему миоцену относятся два горизонта — таволжанский и павлодарский [Кузьмина, Волкова, 2008]. Отложения этих горизонтов к северу 55° с.ш. пока не установлены. Для определения климата нами принималась северная граница распространения ареала вяза (в Северной Америке — 50° с.ш., а в бассейне Амура — 50—52° с.ш.). Характерным является то, что климат от умеренно-теплого бореального менялся до семиаридного и аридного. Среднегодовая температура на широте 55° с.ш. была положительной и менялась от +5 °С (таволжанское время) до +6...+7 °С (павлодарское время). Январские температуры для таволжанского времени были отрицательные, а для павлодарского времени +4...+8 °С. Летние соответственно +16...+18 °С и +26...+28 °С.

В позднепавлодарское время установлена фаза глубокой аридизации климата. Северная граница пустыни продвинулась далеко к северу. Аридный климат проявился на юге равнины в редукции речной сети, в заполнении речных долин эоловыми красноцветными карбонатными отложениями [Зыкин и др., 1989]. К этому времени полностью вымирает павлодарская фауна позвоночных (аналог туролийской фауны Европы), сокращается доля участия древесных пород и наступает расселение ксерофитной травянисто-кустарничковой растительности. Растительность представляла собой марево-полынные степи и полупустыни с эфедрой. Аридный климат позднего миоцена сопоставляется по времени с мессинским кризисом солёности. Количество осадков колебалось от 250 мм/год в начале позднего миоцена до 100—150 мм/год в конце павлодарского времени.

Следует отметить, что во всем временном диапазоне от палеогена до конца миоцена наибольшее повышение температур имело место в высоких широтах (к северу от 66° с.ш.). В средних широтах Сибири величина отклонения температур от современных значений была наименьшей. Климат в палеогене и неогене менялся от паратропического до умеренно-теплого — бореального, семиаридного и аридного. Прогрессирующее похолодание климата и угасание многих представителей широколиственной тургайской флоры началось уже в начале среднего миоцена (в послекиреевское время).

Плиоценовый этап. Плиоцен [Унифицированные..., 2001] имеет возраст 5.5—1.8 млн лет. Нижний плиоцен представлен осадками двух основных горизонтов — новостаничным и биткейским [Зыкин и др., 1989; Волкова, 1998]; верхний — селетинским и подпуск-лебяжынским. Отложения плиоцена содержат девять типов флоры [Волкова, 1991, 1998]. Климатические параметры определялись на основе построения климатограмм. Климат в плиоцене неоднократно менялся от семиаридного до аридного и вновь до семиаридного; до бореального, близкого к современному. Установлено несколько крупных стадий.

Первая стадия — новостаничное время (5.5—4 млн лет). В составе флоры принимали участие хвойные и в небольшом количестве широколиственные растения (орешник, ильм, дуб и др.). Климат умеренно-теплый с отрицательными температурами в холодное время (−8 °С), в июле +18...+23 °С, среднегодовая около +5 °С.

Вторая стадия соответствует первой половине биткейского времени (4—3.5 млн лет). Отложения содержат раковины теплолюбивых моллюсков с синоиндийскими элементами, мелких грызунов позднего русциния [Зыкин и др., 1989]. По данным палинологии, температура холодного времени менялась от −8 до +6 °С, в засушливые аридные этапы до +8 °С. Аридных этапов в биткейское время было два — черлакское и вторая половина биткейского времени. Температуры июля оставались более или менее постоянными +24...+28 °С. Среднегодовая температура этого времени около +12...+15 °С. В настоящее время близкие температурные показатели имеют районы Китая (Шанхай), Северная Америка (40—50° с. ш.) и север Индии. Сходные климатические показатели установлены для некоторых районов Средней Азии. В позднем плиоцене (3.5—2.5 млн лет) климат был близок к семиаридному, бореальному.

Самый последний этап плиоцена (2.6—1.8 млн лет) представляет особый интерес в связи с последним решением XXXIII Международного союза геологических наук о понижении нижней границы квартала и включении в состав четвертичной системы геллазского яруса неогена. В Западной Сибири в состав четвертичной системы из неогена должен перейти кулундинский горизонт или кокчетавский с набором свит мукурской, карагашской, барнаульской [Зыкин и др., 1991]. Основанием для понижения нижней границы квартала явилось похолодание на рубеже 2.6 млн лет в разрезе Монта—Сан-Никола в

Италии. На юге Западной Сибири на этом рубеже похолодание проявилось в установлении структуры ландшафтов, близкой к современной. Миграция арктических элементов флоры на юг Западной Сибири пока не установлена. Резкое похолодание климата с миграцией арктических элементов флоры и установление тундровых и лесотундровых ландшафтов произошло позднее, на рубеже 1.65 млн лет. В настоящее время включать гелазский ярус в состав квартера пока рано. По-видимому, следует согласиться с предложением А.С. Тесакова [2007] ввести мораторий на пять лет на изучение границы квартера и неогена для выявления более глубоких изменений в составе биоты для оценки палеоклимата.

ВЫВОДЫ

Анализ палинологического материала позволил сделать ряд выводов, связанных с изменениями температурного режима, оказывающего большое влияние на изменение природной среды.

1. От палеоцена до первой половины плиоцена (65—3.5 млн лет) климат неоднократно менялся, но среднегодовые и среднезимние температуры были достаточно высокими и никогда не опускались ниже 0 °С. Количество осадков колебалось от 2000—1500 мм/год в палеоцене и эоцене до 800—500 мм/год в олигоцене, в неогене — от 700—500 до 350—150 мм/год.

2. В палеоцене и в первой половине эоцена климат был теплый, близкий к субтропическому. Он существовал более 25 млн лет и только в конце эоцена, в связи с относительным похолоданием, сменился на теплый умеренный, влажный, который обусловил развитие на всей территории Сибири лиственных вечнозеленых лесов с участием субтропических растений.

3. Понижение среднегодовых температур произошло на рубеже позднего эоцена — раннего олигоцена (35—33 млн лет) до +15 °С, а среднезимних до +3 °С. Во второй половине олигоцена (хаттский ярус — туртасское время) среднегодовые температуры вновь повысились до +14 °С.

4. В раннем миоцене (абросимовское время) среднегодовые и зимние температуры были ниже, чем в позднем олигоцене (соответственно +10 и +3.5 °С).

5. Позднее температуры менялись неоднократно. Установлены три эпохи аридизации с жарким климатом. Первая аридизация выявлена для позднего миоцена (павлодарское время), вторая и третья установлены для плиоцена (черлакское и среднебитекейское (см. рис. 2)). Климат в эти эпохи был относительно жарким. Отклонения среднегодовых температур от современных достигал +10 °С.

6. Похолодание климата началось в конце плиоцена (2.48—1.8 млн лет) (мукурское и барнаульское время) [Волкова, 1998]. Климат в барнаульское время был более мягким, чем современный. На фоне прогрессирующего похолодания климата происходили неоднократные, но определенно направленные колебания температуры в сторону снижения. Они нашли отражение в смене фаз развития растительности. Однако следует отметить, что климат на рубеже 2.6 млн лет, по палинологическим данным, был не холоднее современного. Миграция арктической флоры и изменение структуры растительных зон относится к более позднему периоду, к рубежу 1.65—1.8 млн лет. На этом рубеже отмечается наиболее сильное похолодание.

Работа выполнена при поддержке программы РАН № 15.

ЛИТЕРАТУРА

Ахметьев М.А. Климат земного шара в палеоцене и эоцене по данным палеоботаники // Климат в эпохи крупных биосферных перестроек. М., Наука, 2004, 229 с.

Волкова В.С. Климат Западной Сибири в плиоцене // Палеоклиматы в плиоцене: Советско-Американский симпозиум (Москва, 20—24 апреля 1990). М., Изд-во «Препринт», 1991, с. 16—17.

Волкова В.С. Анализ флоры и климатов на рубежах раннего—позднего плиоцена и эоплейстоцена Западной Сибири // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (5), с. 585—597.

Волкова В.С. Становление бореального климата в позднем кайнозое Северной Азии // Позднекайнозойская геологическая история севера аридной зоны: материалы Междунар. симпозиума. Ростов-на-Дону, Изд-во ЮНЦ РАН, 2006, с. 47—51.

Волкова В.С., Кулькова И.А. Климаты позднего олигоцена и неогена по палеоботаническим данным // Климаты Земли в геологическом прошлом. М., Наука, 1987, с. 154—164.

Волкова В.С., Кузьмина О.Б. Флора, растительность и климат среднего кайнофита (палеоцен—эоцен) Сибири (по палинологическим данным) // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (8), с. 844—855.

Волкова В.С., Кулькова И.А., Кузьмина О.Б. Палиностратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Барабинско-Кулундинской фациальной зоны Западной Сибири // Геология и геофизика, 2002а, т. 43 (11), с. 1017—1037.

Волкова В.С., Архипов С.А., Бабушкин А.Е., Кулькова И.А., Гуськов С.А., Кузьмина О.Б., Левчук Л.К., Михайлова И.В., Сухорукова С.С. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири: кайнозой Западной Сибири. Новосибирск, Изд-во «Гео», 2002б, 245 с.

- Гнибиденко З.Н.** Палеомагнетизм кайнозоя Западно-Сибирской плиты. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2006, 163 с.
- Гричук В.П.** Опыт реконструкции некоторых элементов климата Северного полушария в атлантический период голоцена // Голоцен. М., Наука, 1969, с. 41—57.
- Гричук В.П., Заклинская Е.Д.** Анализ ископаемых пыльцы и спор и его применение в палеогеографии. М., Изд-во географ. лит-ры, 1948, 323 с.
- Гричук В.П., Заликсон Э.М., Борисова О.К.** Реконструкция климатических показателей раннего кайнозоя по палинологическим данным // Климаты Земли в геологическом прошлом. М., Наука, 1987, с. 9—77.
- Зыкин В.С., Зажигин В.С., Присяжнюк В.А.** Стратиграфия плиоцена Западно-Сибирской равнины // Кайнозой Сибири и Северо-Востока СССР. Новосибирск, Наука, 1989, с. 9—18.
- Зыкин В.С., Зажигин В.С., Казанский А.Ю.** Поздний неоген юга Западно-Сибирской равнины: стратиграфия, палеомагнетизм, основные климатические события // Геология и геофизика, 1991 (1), с. 78—86.
- Криштафович А.Н.** Гренладская третичная флора на Северном Урале и ботанико-географические провинции третичного периода // Природа, 1928, №5, с. 449—502.
- Кузьмина О.Б., Волкова В.С.** Первые находки динофлагеллат в континентальных верхнеолигоценых отложениях журавской свиты (Западная Сибирь) // Докл. РАН, 2004, т. 394, № 2, с. 229—233.
- Кузьмина О.Б., Волкова В.С.** Палиогеография континентальных олигоцен-миоценовых отложений юга Западной Сибири // Стратиграфия, геологическая корреляция, 2008, т. 16, № 5, с. 117—130.
- Кузьмина О.Б., Волкова В.С., Гнибиденко З.Н., Лебедева Н.К.** Микрофитофоссилии и магнито-стратиграфия верхнемеловых и кайнозойских отложений юго-восточной части Западно-Сибирской равнины // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (4), с. 348—363.
- Кулькова И.А.** Эоценовая флора Яно-Индибирской низменности и сопоставление ее с одновозрастными флорами других территорий Северного полушария // Кайнозойские флоры Сибири по палинологическим данным. М., Наука, 1971, с. 7—21.
- Кулькова И.А., Шацкий С.Б.** Зональное деление морского палеогена Западно-Сибирской равнины по диноцистам // Геология и геофизика, 1990 (1), с. 25—31.
- Кулькова И.А., Волкова В.С.** Ландшафты и климат Западной Сибири в палеогене и неогене // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (3), с. 581—585.
- Никитин В.П.** Палеокарпология, стратиграфия палеогена и неогена Азиатской России. Новосибирск, Изд-во «Гео», 2006, 229 с.
- Орлова В.В.** Климат СССР. Западная Сибирь. Л., Изд-во «Гидрометиздат», 1962, 359 с.
- Палеоген и неоген северо-востока Сибири.** Якутск, Изд-во ЯНЦ СО РАН, 1998, 36 с.
- Панова Л.А.** Оligocen Западно-Сибирской низменности // Кайнозойские флоры Сибири по палинологическим данным. М., Наука, 1971, с. 40—50.
- Региональная стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений востока Сибирской платформы.** Якутск, Изд-во ЯНЦ СО РАН, 2005.
- Справочник по климату СССР.** Вып. 20. Томская, Новосибирская, Кемеровская области и Алтайский край. Ч. 2. Л., Изд-во «Гидрометиздат», 1965, 305 с.
- Тесаков С.А.** Современная дискуссия о положении неоген-четвертичной границы // Материалы Всероссийского научного совещания. М., ГЕОС, 2007, с. 90—95.
- Унифицированные региональные стратиграфические схемы палеогеновых и неогеновых отложений Западно-Сибирской равнины: Объяснит. записка.** Новосибирск, СНИИГГиМС, 2001, 84 с.
- Фрадкина А.Ф.** К стратиграфии палеогеновых и неогеновых отложений западной части Нижнеалданской впадины (Якутия) // Палеопалинология Сибири. М., Наука, 1983, 224 с.
- Mai D.** Tertiare Vegetations geschichte Europa IenaFischer. 1995, 692 p.
- Volkova V.S., Kuzmina O.B.** Vegetation and climate in the Oligocene and Neogene of West Siberia // Extraid du Bulletin t/CXXV111 de JAcademieSerbe des sciences et des arts, Classe des sciences mathematiques et naturelles. 2004, № 42, p. 305—317.
- Wolfe I.A.** Method of obtaining climate parameters from leaf assemblages // Bull. US. Geol. Surv., 1993, № 2040, p. 1—71.