

ПАЛЕОЭКОЛОГИЯ. КАМЕННЫЙ ВЕК

УДК 551.79+551.89+551.583(571.1)

В.С. Зыкин, В.С. Зыкина, Л.А. Орлова

*Институт геологии СО РАН,
пр. Академика В.А. Коптюга, 3, 630090 Новосибирск, Россия
E-mail: Zykin@uiggm.nsc.ru*

СТРАТИГРАФИЯ И ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ И КЛИМАТА В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Введение

Одним из регионов мира, где четвертичные отложения представлены наиболее полно, имеют богатую палеонтологическую характеристику и представительный материал для датирования, обеспечивающие надежную регистрацию изменений природной среды и климата, является Западная Сибирь. В четвертичных отложениях Западной Сибири сосредоточены многочисленные археологические памятники. Западно-Сибирская равнина, обрамленная с юга, запада и востока поднятыми территориями, представляет собой единый гигантский бассейн седиментации, в меридиональном профиле которого прослеживаются фациальные переходы морских, покровно-ледниковых, озерных, речных, субэаральных отложений и торфяников, формировавшихся под преимущественным контролем климата. На севере равнины развиты разновозрастные ледниковые отложения, разделенные морскими и континентальными межледниковыми осадками, свидетельствующими о ее неоднократном оледенении. На юге Западной Сибири распространены уникальные лессово-почвенные разрезы, отражающие наиболее полно климатические изменения четвертичного периода. Запись климатических событий, отраженная в лессово-почвенной толще, сопоставима с изотопно-кислородной шкалой океанических осадков. Эта толща хранит многочисленные следы развития и деградации “вечной” мерзлоты. Западная Сибирь расчленена крупными речными долинами, история которых отражает климатические и тектонические особенности развития территории. К ним приурочены хорошо обнаженные разрезы разновозрастных

четвертичных отложений. В современных озерных котловинах юга равнины распространены осадки с сезонной слоистостью, позволяющие получить высокорастворимую летопись климата для позднеледниковья и голоцена. Верхнекайнозойские отложения насыщены органогенным карбонатным материалом, пригодным для изотопной регистрации климатических событий. Кайнозойская толща Западно-Сибирской равнины отражает не только развитие Западно-Сибирского бассейна седиментации, но и историю Алтае-Саянской горной области и Полярного бассейна, примыкающих к ней и оказывающих существенное влияние на формирование глобального климата. Уникальность Западно-Сибирской равнины для исследований изменений природной среды и климата определяется широтным характером размещения и последовательным чередованием с севера на юг природных зон, зональностью распределения важнейших элементов климата, ее положением в умеренных широтах. Эти особенности позволяют фиксировать изменения глобального климата и природной среды наиболее отчетливо. Менее полные разрезы плейстоцена распространены в Восточной Сибири и Алтае-Саянской горной области, вследствие преобладающих там денудационных процессов, но во многих случаях они позволяют рассматривать отдельные этапы истории плейстоцена достаточно полно.

За длительный период изучения верхнего кайнозоя Западной Сибири накоплен обширный материал, позволивший выявить основные этапы изменений природной среды, осадконакопления, биоты и климата и установить многие закономерности их изменения.

К настоящему времени получены разнообразные данные по строению, условиям осадконакопления и детальному стратиграфическому расчленению плейстоцена и голоцена Западно-Сибирской равнины [Архипов, 1971, 1989а - в; Волкова, 1966, 1977; Зубаков, 1972; Каплянская, Тарноградский, 1974, 1984; и др.], лессово-почвенных отложений плейстоцена южных районов Западной Сибири [Волков, 1971, 1983; Волков, Зыкина, 1977, 1982; Зыкина и др., 1981], являющиеся основой палеоклиматических исследований. Особенно детально изучены верхний плейстоцен и голоцен [Архипов, 1997; Орлова, 1990; Панычев, 1979; и др.]. Намечена основная последовательность климатических, биотических, палеомагнитных и геологических событий позднего кайнозоя [Архипов, Волкова, 1994; Архипов и др., 1993; Волков, 1994; Волков, Зыкина, 1971]. На основании палинологических и радиоуглеродных данных впервые для территории Сибири проведена реконструкция изменений климата в течение голоцена с разрешением около 250 лет [Левина, Орлова, 1993]. Выполнено монографическое описание и выделены разновозрастные комплексы териофауны плейстоцена [Вангенгейм, 1977; Зажигин, 1980]. Радиоуглеродной лабораторией ИГ СО РАН получено свыше 4 000 радиоуглеродных дат для разработки хронологии климатических изменений позднего плейстоцена и голоцена. Выявлены общие закономерности пространственно-временной эволюции почвообразования [Зыкина, Ким, 1989; Зыкина и др., 1981] и растительности [Волкова, 1977; История..., 1970; и др.]. Составлены первые варианты прогнозных сценариев климатических изменений в Западной Сибири в первой половине будущего столетия при развитии глобального потепления [Архипов и др., 1994, 1995; Зыкин и др., 1995].

Стратиграфия плейстоцена

Достоверность информации о закономерностях изменений природной среды и климата плейстоцена определяется состоянием стратиграфии и хронологии. В последние годы объем материалов по стратиграфии, хронологии и палеогеографии плейстоцена и голоцена Сибири значительно увеличился. Повышение детальности и комплексности исследований, широкое применение абсолютного датирования и внедрение новых методов привело к качественному изменению этой информации. В основу разработанных сейчас детальных стратиграфических схем плейстоцена и голоцена Западно-Сибирской равнины положена неоднократная закономерная смена как крупных похолоданий и потеплений климата, выраженная в чередовании ледниковых и межледниковых горизонтов, так и более мелких.

К настоящему времени после многолетних дискуссий произошли существенные изменения общей стратиграфической шкалы четвертичной системы. Вместо прежнего плейстоцена в объеме одной палеомагнитной эпохи Брюнес с границей на уровне 0,8 млн л.н. решениями Комиссии по стратиграфии Международного союза геологических наук (МСГН) и Комиссии по стратиграфии Международного союза по изучению четвертичного периода (ИНКВА) его продолжительность увеличена до хронологического уровня 1,6 млн л. н. После уточнения астрономической хронологией возраст этого уровня оценивается в 1,81 млн лет [Berggren et al., 1995]. В международном стратотипическом разрезе Врика в Италии нижняя граница плейстоцена проходит у вершины субзоны прямой полярности Олдувей. В России эта граница принята Межведомственным стратиграфическим комитетом (МСК) в 1991 г. Для Западной Сибири нижняя граница плейстоцена на хронологическом уровне 1,81 млн л.н. идентифицирована в опорном разрезе на р. Битеке (правый приток р. Ишима) по палеомагнитным и биостратиграфическим данным [Зыкин и др., 1987; Казанский, Зыкин, 1991]. В практически непрерывной последовательности осадконакопления муккурской и карагашской свит на р. Битеке в нижней части карагашской свиты выявлена субзона прямой полярности Олдувей, к верхней части которой приурочена международно признанная граница между неогеновой и четвертичной системами. Идентификация субзоны Олдувей подтверждена сменой лебяжьинской (средневилафранкской, хапровской) фауны млекопитающих на карагашскую (поздневилафранкскую, одесскую) на границе муккурской и карагашской свит. Этот разрез предлагается в качестве регионального стратотипа для Северной и Внутренней Азии.

Для внутреннего расчленения плейстоцена в Западной Европе используется его деление на нижний - 1,81 - 0,8 млн л. н., средний - 0,8 - 0,13 млн л. н. и верхний - 0,13 - 0,01 млн л. н. [Cowie, Bassett, 1989]. В России предложено более дробное членение плейстоцена на эоплейстоцен - 1,81 - 0,8 млн л. н. и неоплейстоцен - 0,8 - 0,01 млн л. н. с делением эоплейстоцена на нижний и верхний, а неоплейстоцена на нижний, средний и верхний [Borisov, 1995; Алексеев и др., 1997]. При этом эоплейстоцен соответствует нижнему плейстоцену европейской шкалы, а неоплейстоцен - среднему и верхнему плейстоцену.

Эоплейстоцен

Эоплейстоцен широко распространен на юге Западно-Сибирской равнины, в северных районах он достоверно не установлен, хотя не исключено, что на п-ове Ямал он встречается в переуглубленных речных долинах [Волкова, 1990]. Детальная стратиграфия

эоплейстоцена равнины еще не разработана. На юге равнины к эоплейстоцену относится кочковский горизонт, опирающийся на одноименную свиту и включающий разновозрастные песчано-глинистые свиты, подсвиты, пачки и слои [Мартынов, 1980]. Они формировались в речных, озерных и субаэральных обстановках и локализованы в различных районах Западной Сибири. Обычно кочковский горизонт делится на две части, соответствующие времени существования кизихинского и раздольинского комплексов млекопитающих [Зажигин, 1980]. К сожалению, стратотип горизонта и одноименной свиты слабо охарактеризованы биостратиграфически. Только самая верхняя часть свиты в страторегии содержит кочковский (убинский) комплекс остракод [Казьмина, 1980], но по последним данным нижняя граница его распространения опускается почти до рубежа между нижним и верхним плиоценом.

В центральной части Западной Сибири верхняя часть эоплейстоцена сохранилась фрагментарно, в погребенных долинах, и представлена речными отложениями, описанными как горнофилинский горизонт [Архипов, 1987, 1989а - в; Архипов, Волкова, 1994; Архипов, Куликов, 1989]. Горнофилинский аллювий содержит большое количество семян и плодов, среди которых присутствует до 70% западно-сибирских видов, 13% вымерших видов растений и 17% локальных и региональных экзотов. По данным палинологии [Архипов, Волкова, 1994], в центральной части Западной Сибири в это время была развита лесная растительность, в составе которой преобладали умеренно теплолюбивые широколиственные породы (липа и вяз). В Верхнем Приобье эоплейстоцен заканчивается малиновским педокомплексом, состоящим из трех почв гидроморфного типа, горизонтом лесса и нижней частью евсинского педокомплекса. В верхней почве малиновского педокомплекса обнаружены остатки микротериофауны, занимающей по эволюционному уровню промежуточное положение между раздольинским и вяткинским комплексами мелких млекопитающих. По возрасту она может быть отнесена к концу хрона Матуяма (между субхроном Харамильо и границей Брюнес - Матуяма) [Архипов и др., 1997].

Неоплейстоцен

Неоплейстоцен в пределах Западно-Сибирской равнины распространен повсеместно. По основным особенностям осадконакопления и строения четвертичной толщи с севера на юг выделяются четыре широтные зоны: морских трансгрессий, ледниковая, приледниковая и внеледниковая [Решения и труды..., 1970]. Нижняя граница неоплейстоцена формально привязывается к инверсии палеомагнитных зон Брюнеса и Матуямы.

В ледниковых районах на севере Западной Сибири разрез плейстоцена начинается, как правило, с нижнеледниковой морены, а на юге нижняя граница неоплейстоцена проходит близ границы кочковской и красnodубровской свит [Архипов и др., 1984], внутри евсинского педокомплекса.

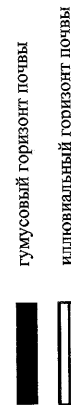
Длительно разрабатываемая стратиграфическая последовательность ледниковых отложений севера Западной Сибири [Архипов, 1971, 1989а - в; Волкова, 1977; Зольников, 1991а, б; Зубаков, 1972; Каплянская, Тарноградский, 1974; Мизеров, 1956, 1966; Сакс, 1953; Троицкий, 1966, 1979; Шацкий, 1956; и др.] в последнем варианте, представленном С.А. Архиповым [1989а - в; Решения..., 1990], включает семь ледниковых горизонтов (табл. 1), разделенных с севера морскими, а с юга континентальными межледниковыми отложениями. Морские межледниковые отложения содержат комплексы фораминифер [Гудина, 1976], различающиеся зоогеографической структурой, а континентальные отложения отличаются преимущественно палинологическими данными [Волкова, 1966, 1977; История..., 1970]. Средне- и верхнеледниковые оледенения различаются по степени сохранности ледникового рельефа и по пространственному распространению краевых зон. Лучшее всего сохранился аккумулятивный рельеф последнего, сартанского, оледенения, для которого отчетливо выделяются конечно-моренные гряды и холмы, глициодепрессии, камы, озы, озерно-ледниковые равнины, зандры и др. [Архипов, 1989а - в; Волков, 1997]. Среднеледниковый ледниковый рельеф сильно переработан денудацией, его первичные очертания нередко утеряны и представляют собой чередование крупных холмов, гряд и депрессий. Стратиграфическая позиция ледниковых горизонтов подтверждена датированием методами электронно-парамагнитного резонанса (ЭПР), термлюминесцентным (ТЛ) и радиоуглеродным [Архипов, 1989а - в; Архипов и др., 1981; Архипов, Шелкопляс, 1982]. К сожалению, последние исследования основ ТЛ-метода показали, что даты до 800 тыс. л.н., полученные В.Н. Шелкоплясом, вызывают сомнения из-за методических ошибок [Wintle, Huntley, 1982; Frechen, 1991].

Наиболее дискуссионно расчленение нижнего неоплейстоцена. Вместо его традиционного деления на две части [Каплянская, Тарноградский, 1984] сибирскими исследователями [Архипов, 1987, 1989а - в; Архипов, Куликов, 1989; Волкова и др., 1988; Троицкий, 1979; и др.] разработано его расчленение на пять горизонтов, соответствующих трем ледниковым и двум межледниковым климатическим ритмам. Нижнеледниковые морены (мансийская и две шайтанские - азовская и низямская) встречаются только в погребенных долинах и депрессиях ледникового

Таблица 1. Корреляция ледниковой и лессово-почвенной последовательности плейстоцена Западной Сибири

Раздел	Эвно, возраст (тыс. лет)	Ледниковые и межледниковые горизонты	Терифауна	Палеоматне-тизм	Изотопные стадии	Лессово-почвенная последовательность Западной и Средней Сибири (ПК-недокомплекс; Л-лесс)	Сводный лессово-почвенный разрез	Лесс	Тундровые	Подзолистые	Бурачато-серые лесные	Черноземовидные	Черноземы выщелоченные	Черноземы обкисленные	Лутово-черноземные	Лутовые	
Эоплейстоцен	Голоцен		Фауна среднего и позднего плейстоцена	с	1	Современный ПК	Лес	Тундровые									
					2	Баганский Л (bg) Суминский ПК (sm) Ельцовский Л (e)											
					3	Искитимский ПК (is)											
					4	Тулинский Л (tl)											
					5	а											
					6	б											
					7	в											
					8	г											
					9	д											
					10	е											
	Верхнее	130	Казанцевский Тазовский Ширтинский Самаровский Тобольский	Баткинский комплекс	е	6	Сузунский Л (sz)	Лес	Тундровые								
						7	Койнинский ПК (kn)										
						8	Чулымский Л (ch)										
						9	Чарынский ПК (chr)										
						10	Шибавский Л (shb)										
						11	Шинуновский ПК (shp)										
						12	Морозовский Л (mr)										
						13	Шадрихинский ПК (shd)										
						14	Даниловский Л (dl)										
						15	Беловский ПК (bl)										
						16											
						17											
Среднее	Среднее	Нижамский Тальтинский Азовский Талагайинский Мансийский	Баткинский комплекс	ю	11	Шинуновский ПК (shp)	Лес	Тундровые									
					12	Морозовский Л (mr)											
					13	Шадрихинский ПК (shd)											
					14	Даниловский Л (dl)											
					15	Беловский ПК (bl)											
					16												
					17												
					18	Салаирский Л (sl)											
					19	Евсинский ПК (ev)											
					20	Тальменский Л (tm)											
Верхнее	780	Перерыв ? Горно-филенский ?	Карайдубинского (петропавловского) типа	Матюма	20	Тальменский Л (tm)	Лес	Тундровые									
					21	Малиновский ПК (ml)											
22	Лесс																

* Сухолюжский ПК - выделен в Средней Сибири [Чеха, 1990].



выпахивания и размыва, переуглубленных относительно уровня моря на 220 - 250 м [Архипов, 1989а - в]. Они разделены талагайкинскими речными и тильтимскими речными или морскими отложениями с тильтимским (болгохтохским) комплексом фораминифер, описанным В.И. Гудиной [1976]. Наиболее широко распространены шайтанские морены, достигающие широты г. Ханты-Мансийска.

Средний неоплейстоцен объединяет два ледниковых (самаровский и тазовский) и два межледниковых (тобольский и ширтинский) горизонта. Их радиометрический возраст в Сибири оценивается в пределах от 130 до 400 тыс. лет [Архипов, Волкова, 1994]. Разрез среднего неоплейстоцена начинается с межледникового тобольского горизонта, континентальные отложения которого на севере представлены аллювием, содержащим спорово-пыльцевые спектры лесного типа и пресноводную малакофауну с *Corbicula*, а морскими аналогами являются обские (туруханские) слои с фораминиферами зоны *Milionella pyriformis*. В.И. Гудиной [1976] они сопоставляются с гольштейном Северо-Западной Европы. Самаровский горизонт объединяет отложения времени максимального оледенения Западно-Сибирской равнины и сложен ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями. Гигантский субширотный пояс конечно-моренных образований оледенения, пересекающий равнину от Урала до Сибирской платформы, достигает 59° 30' с. ш. Тазовское оледенение и ширтинское межледниковье, выделенное в центральной части Западной Сибири в районе Сибирских увалов [Земцов, Шацкий, 1959, 1961; Мизеров, 1956; Шацкий, 1956] и долгое время не признаваемое на севере региона [Лазуков, 1970; Сакс, 1953; Троицкий, 1966], подтверждены последними работами С.А. Архипова [1997, 1998; Архипов и др., 1994], показавшего морской межледниковый характер санчуговских (солемальских) отложений, их синхронность аллювиально-озерным ширтинским осадкам и широкое распространение на севере тазовской морены. Тазовский краевой пояс находится несколько севернее самаровского, распространяясь до 60° 30' с. ш. По поводу проявления ширтинского потепления существуют различные мнения. Одни исследователи считают его межледниковым, другие - межстадиальным. Определенные данные о межледниковом характере этого времени имеются только во внеледниковой зоне. К ширтинскому потеплению относятся речные отложения в разрезах у поселков Калистратиха и Калманка (верховья Оби), содержащие раковины *Corbicula purpurea Prime*, *Corbiculina tibitensis (Prashad)* и *Unio kalmykorum Bogachev*. Их возраст определен методом ЭПР в 219,4 тыс. лет [Архипов, Линке, 1987]. Наличие теплолюбивых пресноводных моллюсков свидетельствует о том, что уровень потепления в ширтинское время был близок

таковому в тобольское и казанцевское время, а мощность почвенного профиля почв чарышского педокомплекса и их зрелость указывают на длительность теплого периода.

Наиболее детально расчленены верхнеледниковые отложения Западной Сибири, возраст которых устанавливается в интервале от 10,2 до 130 тыс. лет [Архипов, 1997; Архипов, Волкова, 1994]. Они подразделяются на четыре горизонта (см. табл. 1) - казанцевский межледниковый, ермаковский (нижнезырянский) и сарганский (верхнезырянский) ледниковые и каргинский межстадиальный. Последние три горизонта объединены в зырянский надгоризонт, который, по данным С.А. Архипова [1997], соответствует вейхзелию Западной Европы. На севере казанцевский межледниковый горизонт представлен морскими отложениями, содержащими арктобореальные и бореальные комплексы фораминифер [Гудина, 1976; Левчук, 1984] и моллюсков [Троицкий, 1966, 1979], а также диатомей [Скабичевская, 1984], споры и пыльцу [Гуртовая, 1975; Последнее оледенение..., 1977]. В.И. Гудина [1976]. Эти отложения по фораминиферам сопоставляет с земом Северо-Западной Европы. В устье Енисея и на Таймыре их возраст определен методом ЭПР в 121,9 и 134,8 тыс. лет [Linke et al., 1986].

К ермаковскому горизонту относятся ледниковые отложения, накопившиеся в интервале 100 (110) ± ± 17 (27) - 55 (60) тыс. л. н. и распространенные до 62° 30' с. ш. На нижней Оби они разделены С.А. Архиповым на стадийные кормужихантские, интерстадиальные богдашкинские и стадийные хошгортские слои. Каргинский межстадиальный горизонт, сформировавшийся в интервале 55 (50) - 23 тыс. л. н. в ледниковой зоне, включает, по данным С.А. Архипова [1997], нижнекаргинские (харсоимские) и верхнекаргинские морские отложения, разделенные стадийными лохподгорскими образованиями и сохранившиеся на Обском Севере, Тазовском и Гыданском полуостровах. На Обском Севере им же выявлены золотомысские речные слои, соответствующие нижнекаргинскому подгоризонту. Сарганский горизонт имеет возраст 10,2 - 23 тыс. лет и включает сарганскую ледниковую толщу, состоящую из морены максимальной гыданской стадии и двух морен рецессионных няпанской и норильской стадий. На позднеледниковье (примерно 13 - 11 тыс. л. н.) приходится морская ингрессия. По данным большинства исследователей, сарганские ледниковые образования распространены до 66° 30' с. ш. [Палеогеография..., 1980], но И.А. Волков [1997] считает, что они широко представлены в районе Сибирских увалов и достигают 61° с. ш.

В разработку стратиграфии плейстоцена приледниковой и внеледниковой зон Западно-Сибирской равнины существенный вклад внесли С.А. Архипов,

И.А. Волков, В.С. Волкова, Ф.А. Каплянская, В.А. Мартынов, В.А. Паньчев, В.Д. Тарноградский, С.Б. Шацкий и многие другие. В стратиграфической последовательности плейстоцена этих зон намечается отчетливое циклическое чередование речных, подпрудно-озерных и субаэральных отложений. Каждый цикл осадконакопления начинается речными отложениями, формировавшимися в теплых межледниковых условиях. Во время оледенений из-за ледниковой преграды, возникавшей в низовьях Оби и Енисея, сток на север прекращался и в долинах крупных рек аккумуляровались отложения подпрудно-озерных бассейнов [Волков, Волкова, 1964, 1981; и др.]. В долинах основных рек Западной Сибири подпрудно-озерные отложения прослеживаются до 53° с. ш. Цикл осадконакопления завершается субаэральными лессовыми отложениями, накапливающимися при преобладающем значении эолового фактора во время усиления аридизации климата.

Для расчленения и корреляции этих толщ широко используется информация об остатках млекопитающих [Вангенгейм, 1977; Зажигин 1980] и пресноводных моллюсков, палинологические и карпологические данные [Волкова, 1966, 1977; Кривоногов, 1988; История..., 1970]. Среди аллювиальных свит наиболее отчетливо выделяются талагайкинская и тобольская свиты, соответствующие одноименным горизонтам. Из-за слабой изученности, литолого-генетического сходства и недостаточной палеонтологической охарактеризованности большинство разновозрастных речных толщ центральной и южной части Западной Сибири относятся к тобольской свите. Проведенное ЭПР-датирование [Архипов, Линке, 1987; Истомин и др., 1988] по раковинам корбикул выявило разновозрастность речных отложений плейстоцена, содержащих раковины теплолюбивых пресноводных моллюсков. Следует отметить, что местонахождение позвоночных у пос. Татарка, являющееся типовым для фауны млекопитающих начала среднего плейстоцена Западной Сибири [Вангенгейм, 1977], по результатам ЭПР-датирования [Истомин и др., 1988] следует относить к казанцевскому горизонту. Принадлежность татарской фауны к позднему плейстоцену существенно поднимает раннюю границу существования позднеледникового (мамонтовой) фауны - до начала зырянского времени.

В южной внеледниковой зоне Западной Сибири широко распространена субаэральная лессовая толща мощностью до 120 м. Она имеет отчетливое циклическое строение, заключающееся в закономерном чередовании лессовых, почвенных и криогенных горизонтов. В совокупности эти три горизонта представляют климатостратиграфический цикл. Изучение циклов, отражающих главные климатические ритмы, послужило основой создания стратиграфической

схемы субаэральной толщи Западной Сибири [Волков, 1971; Волков, Зыкина, 1977, 1982; Волков и др., 1990; Зыкина и др., 1981]. Хроностратиграфические построения опирались на палеопедологические исследования, данные радиоуглеродного и термолуминесцентного датирования ископаемых почв и лессов, результаты палеомагнитного анализа, изучение остатков мелких млекопитающих, позволившие подтвердить возрастную интерпретацию горизонтов лессов и почв [Архипов и др., 1997; Зыкина и др., 1981; Зыкина, 1986; Зыкина, Круковер, 1988; Зыкина, Ким, 1989].

Выше границы Брюнес - Матуяма в лессовой толще Западной Сибири установлено девять циклов субаэрального осадконакопления, представленных девятью этапами интенсивного почвообразования и лессонакопления. По данным большинства исследователей, именно восемь - девять этапов почвообразования характерно для лессовой толщи различных регионов Евразии в пределах палеомагнитной эпохи Брюнес [Pecsi, 1986; Сиренко, Турло, 1986; Додонов, 1986; Bronger, Heinkele, 1989; Paere, van Overloop, 1990; Величко и др., 1992]. Различия между морфотипами разновозрастных ископаемых почв и горизонтов лессов позволили расчленить лессово-почвенную толщу Западной Сибири на три части: верхнюю, среднюю, нижнюю, соответствующие верхнему, среднему и нижнему неоплейстоцену (см. табл. 1).

Выявленные климатоседиментационные циклы сопоставлены между собой, а также с ледниковыми и межледниковыми горизонтами севера Западной Сибири. Педокомплексы формировались в обстановках умеренно теплых и влажных межледниковий или межстадиалов, а мерзлотно-солифлюкционные деформации происходили в первой половине каждого оледенения при влажно-холодном климате. Аккумуляция лессов относится ко второй половине ледниковья, времени дегляциации и, как считает И.А. Волков [1983], соответствует терминации. Подобные сопоставления дают принципиальную основу для корреляции с изотопно-кислородной шкалой океанов, которая облегчается тем, что в полном лессово-почвенном разрезе установлена граница Брюнес - Матуяма, а возраст циклов определен по ^{14}C и охарактеризован палеонтологически. Это позволило провести корреляционные сопоставления разновозрастных отложений ледниковой, приледниковой и внеледниковой зон. Изотопно-кислородная шкала в данном случае выступает в роли независимого сверточного стандарта.

Нижнеледниковые субаэральные отложения включают три педокомплекса и три горизонта лессов (см. табл. 1). Первому этапу потепления раннего неоплейстоцена соответствовали еврасийские луговые и лугово-черноземные почвы. Фауна мелких млекопитающих из кротовин определена как

ранневяткинская, возрастным аналогом которой является тираспольский фаунистический комплекс [Архипов и др., 1997]. Палеомагнитные данные из разреза Мраморный показывают, что граница Брюнес - Матуяма проходит в самой верхней части евсинского педокомплекса [Поспелова, Гнибиденко, 1982; Волков и др., 1984], а в разрезе Белово зона перехода Матуяма - Брюнес зафиксирована внутри евсинского педокомплекса. Этот педокомплекс сопоставлен с 19-й стадией изотопно-кислородной шкалы, к которой приурочена граница Брюнес - Матуяма [Shackleton, Opdyke, 1973]. Выше евсинского педокомплекса залегает салаирский лесс, соответствующий мансийскому горизонту и отнесенный к 18-й стадии. Он содержит костные остатки лошади, переходной от *Equus stenonis* к *Equus caballus* [Волков, Зыкина, 1982], а в разрезе Белово имеет ТЛ-дату - 650 ± 80 тыс. л. н. [Архипов др., 1997]. Над лессом выявлен беловский педокомплекс, состоящий из трех почв (луговой и двух лугово-черноземных). Он отнесен к талагайкинскому горизонту и 17-й, 15-й изотопно-кислородным стадиям. В педокомплексе обнаружены останки грызунов раннеплейстоценового вяткинского комплекса, которые по эволюционному уровню соответствуют фауне его типового местонахождения, описанного В.С. Зажигиным [1980]. На верхнем Енисее в Куртакском археологическом районе возраст беловской палеопочвы определен ТЛ-методом в 540 ± 42 тыс. лет [Архипов и др., 1992]. Даниловский лесс, имеющий ТЛ-дату 510 ± 130 тыс. л.н. [Архипов и др., 1997], коррелируется с азовским горизонтом и 14-й изотопно-кислородной стадией. Выше расположен шадрихинский педокомплекс, представленный двумя почвами (см. табл. 1). Он также характеризуется фауной грызунов раннеплейстоценового вяткинского комплекса, более позднего этапа ее развития. Педокомплекс выделен в составе шайтанского надгоризонта и соотнесен с тильтимским горизонтом, сопоставляется с 13-й стадией. Завершает нижний субэразальный неоплейстоцен морозовский лесс, соответствующий низямскому горизонту и включенный в шайтанский надгоризонт.

Средний неоплейстоцен объединяет шесть горизонтов: три крупные эпохи потепления, с которыми синхронизируются шипуновский, чарышский и койнинский педокомплексы, и три холодных интервала, которым соответствуют шибавский, чулымский и сузунский лессы (см. табл. 1). К тобольскому горизонту относится шипуновский педокомплекс. На территории Новосибирского Приобья это две хорошо развитые ископаемые почвы и одна примитивного строения, разделенные прослоями лессовидных суглинков (нижняя почва лугово-черноземная, средняя - чернозем выщелоченный и верхняя - черноземовидная). На увалистой Приобской равнине это две черно-

земные почвы, верхняя из которых унаследовала профиль нижней. Педокомплекс сопоставлен с 11-й стадией изотопно-кислородной шкалы. Шибавский лесс соответствует самаровскому горизонту, входящему в бахтинский надгоризонт, и синхронен 10-й стадии. В разрезе Приобского плато он замещается толщей эоловых песков, возраст которых на профиле между поселками Белово и Вяткино определен ТЛ-методом в 260 ± 20 тыс. лет [Архипов и др., 1997]. Ширтинскому теплomu времени соответствует чарышский педокомплекс - сложно построенная полигенетичная почвенная толща. Морфотипические особенности педокомплекса позволяют выделить две разнотипные почвы. Нижняя имеет признаки бурых и серых лесных почв, а верхняя - черноземов луговых степей. Стратиграфическое положение педокомплекса контролируется залеганием его под горизонтами, имеющими ТЛ-даты, а также наличием в нем фаунистических остатков среднеплейстоценового возраста. Чулымский лесс выделен в составе тазовского горизонта, имеет возраст по ТЛ-датированию 180 ± 15 тыс. лет [Архипов и др., 1997]. Койнинский педокомплекс включает две черноземные почвы, характеризующиеся микротиерофауной среднеплейстоценового возраста. Он включен в состав тазовского горизонта, синхронен 7-й изотопно-кислородной стадии. Сузунский лесс, распространенный непосредственно ниже характерного бердского педокомплекса, соотносится с тазовским горизонтом и имеет ТЛ-дату 140 ± 14 тыс. л. н. [Архипов и др., 1997].

Верхний субэразальный неоплейстоцен Западной и Средней Сибири имеет более сложное строение, чем это представлялось ранее. Казанцевскому межледниковью соответствует нижняя почва бердского педокомплекса (Западная Сибирь) или каменоложская почва (Средняя Сибирь). В нижнезырянских отложениях в объеме ермаковского горизонта выделено к настоящему времени три теплых интервала, которым соответствует сухоложский педокомплекс на верхнем Енисее [Чеха, 1990; Зыкина, 1996]. Лишь один теплый интерстадиал установлен в субэразальных отложениях Западной Сибири. К нему отнесена верхняя почва бердского педокомплекса [Зыкина и др., 1981]. Каргинский интерстадиал представлен двумя искигимскими почвами, а позднеледниковому потеплению соответствует суминская почва. С холодными интервалами сопоставлены горизонты тулинского, ельцовского и баганского лессов (см. табл. 1). Возраст верхнего звена неоплейстоцена определен в интервале от 10,2 до 130 тыс. лет. Верхний неоплейстоцен начинается с казанцевского горизонта, которому соответствует нижняя бердская почва, представленная черноземом полигенетичного строения. Почвы характеризуются фауной мелких млекопитающих позднеплейстоценового возраста. Казанцевская эпоха почвообразования

Таблица 3. Хроностратиграфия позднеледниковья и голоцена центральной и северной частей Западно-Сибирской равнины

Система	Раздел	Хронозона	¹⁴ C шкала (тыс. лет)	Северо-западная и приобская части равнины	Приенисейская часть равнины		
ЧЕТВЕРТИЧНАЯ	ЛОЛОЦЕН	Суб-атланти-ческая	1	935±30	Торфяники на I надпойменной террасе 2300±35 Супеси, суглинки, глины низкой поймы	1250±50	
			2	1725±40	200±60 780±50	Пойменные аллювий 2270±80	
		Суб-бореальная	3	2800±40	2700±20	2540±50	
			4	3040±5	4560±50	3010±65	
			5	3400±55	6320±75	3700±100	
			6	3970±55	8450±60	4900±50	
		Атланти-ческая	7	5500±65		5130±120	
			8	5880±70		7330±150	
		Бореальная	Пред-бореальная	9		Аллювий I надпойменной террасы p.Оби и ее притоков	Аллювий I надпойменной террасы
				10	11095±80	10650±90 СОАН-323	9700±90
	11				Пески котловинной террасы		
	Плейстоцен	Поздний дриас	Аллред	12			
				13			

Окончание табл. 3

Система	Раздел	Хронозона	¹⁴ C шкала (тыс. лет)	Обской Север	Енисейский Север		
ЧЕТВЕРТИЧНАЯ	Г О Л О Ц Е Н	Суб-атланти-атлантическая	1	440±20	570±20	220±40	
			2	2430±30	2050±50	765±85	
		Суб-бореальная	3		2625±25	2420±15	Аллювий низкой поймы
			4	Торфяники на I надпойменной террасе	4450±100	4550±25	Аллювий высокой поймы р. Енисей и его притоков
			5	Торфяники в эрозонных котловинах на II террасе	6300±50 6570±45	6035±100	3700±100 4000±90 4330±160
			6			7080±80	7400±60
		Атланти-атлантическая	7		7330±45	8020±10	
			8			9200±40	
		Бореальная	Пред-бореальная	9	9820±50	8450±2	10500±80
				10		10150±100	11335±270
	Поздний дриас		11			Перигляциальный аллювий I террасы р. Енисей	
	Плейстоцен	Аллеред	Средний дриас	12			10700±200
				13			
		Ранний дриас				Q ₃ kr	
						Q ₃ st	

отождествляется с подстадией 5° изотопно-кислородной шкалы. Стратиграфическое положение нижней бердской почвы подтверждается ТЛ-датами 140 ± 14 тыс., 130 ± 10 тыс. л. н. и палеомагнитным эпизодом Блейк (105 - 125 тыс. л. н.) [Архипов и др., 1995]. Раннезырянское время (изотопно-кислородные стадии 5^{с,а}) на верхнем Енисее характеризуется тремя кратковременными потеплениями, во время которых формировались своеобразные серые лесные, черноземовидные и сходные с каштановыми почвы (см. табл. 1), имеющие слабо дифференцированные профили [Зыкина, 1992, 1996]. На юге Западной Сибири верхняя бердская почва охарактеризована как черноземовидная [Зыкина и др., 1981] и сопоставлена с подстадией 5°. Тулинский лесс залегает на бердском педокомплексе, образуя покров на древних элементах рельефа. Он включен в состав ермаковского горизонта и сопоставлен с 4-й стадией. Искитимский педокомплекс состоит из двух черноземовидных почв [Зыкина и др., 1981; Дергачева, Зыкина, 1988], содержащих остатки микротериофауны и фауны крупных млекопитающих позднего неоплейстоцена. Возраст искитимского педокомплекса по данным радиоуглеродного датирования 20 - 35 тыс. лет [Зыкина и др., 1981], что позволяет сопоставлять его с каргинским горизонтом и с 3-й стадией изотопно-кислородной шкалы. Нижняя почва по данным радиоуглеродного датирования отнесена к ранней, а верхняя - к поздней фазе каргинского интерстадиала. Суглинок между почвами, вероятно, накопился во время похолодания конощелье [Кинд, 1974]. Ельцовский лесс соответствует времени сартанского оледенения и 2-й стадии шкалы, включая и комплекс отложений, слагающих гривы южной части Западной Сибири. Он, как это показывают радиоуглеродные даты нижележащих и вышележащих осадков, формировался от 19 - 18 до 15 - 14 тыс. л. н. в условиях глубокой аридизации климата, максимум которой в умеренных поясах Северного и Южного полушарий падает на 16 тыс. л. н. [Волков, 1976; Волков, Зыкина, 1993]. Суминский педокомплекс, представленный черноземовидной почвой, сформировался во время позднеледникового потепления. Он залегает на ельцовском лессе и других отложениях времени начала и максимума сартанского оледенения, выделен в составе сартанского горизонта, содержит кости крупных млекопитающих верхнепалеолитического комплекса с поздним мамонтом. Баганский лесс объединяет субэдральные отложения конца позднеледниковья и начала голоцена, залегает на суминском педокомплексе или с горизонтом выветривания на ельцовском лессе и более древних образованиях. В долинах возрастным аналогом баганского лесса являются эоловые мелкобугристые и мелкогрядовые пески на регионально развитой первой надпойменной террасе. Он соответствует сартанскому горизонту, со-

поставляется со 2-й стадией изотопно-кислородной шкалы.

Голоцен

В последние годы в Западной Сибири проведено детальное изучение стратиграфии позднеледниковых и голоценовых отложений по более 100 разрезам с широким использованием палинологического анализа и радиоуглеродного метода датирования [Волков и др., 1973; Фирсов и др., 1974, 1982; Панычев, 1979; Климанов и др., 1987; Левина и др., 1987, 1989; Орлова, 1990; Николаев, Орлова, 1998; и др.]. Эти исследования позволяют представить детальную хроностратиграфию позднеледниковья и голоцена данной территории (табл. 2, 3). В ее основе лежит схема Нильсона, [Nilsson, 1964], являющаяся модифицированной схемой Блитта - Сернандера и адаптированная для России М.И. Нейштадом [1957, 1983] и Н.А. Хотинским [1977, 1989]. Радиоуглеродная хронология свидетельствует, что в это время на всей территории Сибири происходили однотипные и однонаправленные геолого-седиментационные процессы [Архипов и др., 1994].

Судя по радиоуглеродным данным, во временном интервале 12,75 - 5,88 тыс. л. н. в долинах крупных рек и их притоков в условиях влажного климата, обильного речного стока и высокого стояния уровня озер шла аккумуляция аллювия первой надпойменной террасы. Эта терраса повсюду формировалась в два этапа [Волков, 1984]. Ранний этап обусловил создание основной части площадки террасы и уступа ее тылового шва, он датируется по русловому аллювию первой террасы р. Вторая Ельцовка 12,75 тыс. л. н. Поздний этап формирования первой террасы прослеживается в осевой части всех долин Западной Сибири. Этот этап относится к временному интервалу 8,67 - 5,88 тыс. л. н. В южных и центральных районах на поверхности первой надпойменной террасы развит покров молодых лессов и эоловых песков. Этот покров датирован в Сургутском Приобье 10,6 - 9,85 тыс. л. н. В долине нижней и средней Оби лессовидные суглинки опускаются с первой террасы и уходят под урез современных рек.

Голоцен, начало которого датируется 10,2 тыс. л.н., на территории приледниковой и внеледниковой зон Западной Сибири был временем ослабления процессов перемещения минерального мелкозема, существенной консервации рельефа и активизации биогенных процессов. В приледниковой зоне широкое развитие получили процессы торфонакопления, а во внеледниковой преобладало почвообразование. В голоцене в Западной Сибири сформировался крупнейший в мире торфяной бассейн [Нейштадт, 1971].

Торфяные залежи, мощностью до 8 - 9 м широко распространены как в долине Оби, так и на междуречном

плато. Донные слои торфяника у с. Горно-Слинкино на Иртыше датированы 9,0 тыс. л. н., торфяника Лукашкин Яр - 9,85 тыс. л. н., торфяника Болото Гладкое на Оби в районе г. Новосибирска - 8,71 тыс. л. н. Накопление торфа, как показывают даты, продолжалось длительное время, охватывающее практически весь голоцен. Возраст верхних слоев торфяника Болото Гладкое 0,48 тыс. лет [Фирсов и др., 1982]. С середины голоцена началось интенсивное торфонакопление в понижениях на первой надпойменной террасе, а также на территории Барабы. Придонные слои торфяника на первой надпойменной террасе в районе пос. Обского датированы 4,65 тыс. л. н., Каякского займа - 5,49 тыс. л. н., Гуськовского рьяма - 5,72 тыс. л. н., возраст верхних слоев таких торфяников 0,43 - 0,44 тыс. лет [Орлова, 1990]. Мощность торфяников достигает 3 - 8 м.

Широко распространена в долинах рек пойменная терраса. Она образует громадные сегменты, прослеживается непрерывными полосами шириной до 10 - 15 км. Повсеместно отчетливо выражено два уровня поймы: высокий (4,5 - 5,0 м) и низкий (1,5 - 3,0 м). Между террасами разного высотного уровня не всегда можно уловить четкую границу, но они безошибочно различаются по строению разрезов. В обнажениях высокой поймы постоянно присутствует погребенная луговая почва, замещающаяся по простираению торфяниками. Типичным разрезом высокой поймы является разрез на правом берегу Оби в устье Томи [Архипов и др., 1973]. Возраст основания торфяного прослоя определен в 8,45 тыс. лет, кровли слоя в 0,2 тыс. лет. Низкая пойма начала формироваться во второй половине голоцена, с 6 - 5 тыс. л. н. Возраст низкой поймы разреза на р. Оби у с. Нижний Сузун определен в 1,67 - 2,31 тыс. лет [Орлова, 1990].

Начиная с субатлантического времени (2,5 - 2,2 тыс. л. н.) на территории Западной Сибири повсеместно развиваются старичные торфяники. Самые молодые торфосапелевые осадки наблюдаются в аллювии низкой поймы. Их возраст колеблется в пределах 0,4 - 0,9 тыс. лет.

Основные закономерности изменений природной среды и климата

Главной особенностью плейстоцена является направленное изменение климата в сторону похолодания, начавшееся с конца эоцена. Бореальному климату плейстоцена Западной Сибири предшествовал длительный этап ступенчатого понижения температуры в позднем неогене [Зыкин, 1991], отчетливо отражающий глобальные изменения климата кайнозоя в сторону похолодания [Величко, 1987; Зубаков, 1990]. Впервые климатические условия, близкие современным, в Западной Сибири возникли около 2,6 млн л. н.

В начале эоплейстоцена климат был теплее современного. Об этом свидетельствует присутствие среди наземных моллюсков карагашской свиты битекейского разреза рода *Parmacella*, живущего ныне в Средней Азии, и вымершего вида *Gastrocopta (Sinalbinula) serotina*, близкого к современному индийскому виду *G. huttoniana*. Общий тренд похолодания с конца эоплейстоцена и в неоплейстоцене проявляется в понижении температуры межледниковий и оледенений. Анализ климатических изменений в полных лессово-почвенных разрезах юга Западной Сибири показывает, что по строению неоплейстоценовых педокомплексов и типологическому составу почв прослеживается четкая направленность в развитии процессов почвообразования и климата теплых эпох неоплейстоцена. В раннем и среднем неоплейстоцене почвообразование было интенсивным и продолжительным и значительно сокращалось по этим параметрам к позднему неоплейстоцену. Неопозднеплейстоценовые лессы формировались в обстановке преобладания процессов физического выветривания в аридном климате, средне- и раннеплейстоценовые лессы - в менее аридном климате, на фоне значительного развития процессов химического выветривания. Комплексный анализ данных, проведенный А.А. Величко [1987], показал, что наиболее суровые условия в Европе наступают в эпоху максимума последнего оледенения. По его мнению, время 18 - 20 тыс. л. н. можно рассматривать как главный термический минимум не только за всю историю плейстоцена, но и весь мезо-кайнозой.

Другой существенной особенностью неоплейстоцена является ритмичность изменений природной среды и климата. На фоне направленного процесса развития природной среды четко фиксируются повторные чередования похолоданий и потеплений климата, обусловленные орбитальными факторами и изменением солнечной активности. Флуктуации глобального климата в неоплейстоцене сопровождалась значительными перестройками природной среды, которым в Западной Сибири соответствовали прежде всего изменения ландшафтов, вплоть до их полной смены. Во время похолоданий климата на севере Сибири развивались покровные оледенения. В настоящее время С.А. Архиповым [1989а - в] здесь выделено девять горизонтов морен. Покровные оледенения существенно различались своими размерами и объемами ледников, размещением краевых ледниковых образований и продолжительностью. Во время оледенений происходило глобальное понижение уровня океана до 130 м [Былинский, 1996], что приводило к увеличению площади материков и континентализации климата. Важным компонентом природной среды ледниковых эпох были внутриконтинентальные подпрудно-ледниковые озерные бассейны

[Волков, Волкова, 1964, 1981; и др.]. В горных районах Алтае-Саянской области и юга Восточной Сибири развивалось горно-долинное оледенение. Возникновение в горах Алтая крупных оледенений, которое реконструируется некоторыми исследователями, по-видимому, невозможно из-за высокой континентальности климата и недостатка влаги для формирования значительных ледников. Во время оледенений происходило резкое смещение к югу на 700 - 1100 км ландшафтных зон, миграция в южные районы Западной Сибири представителей арктической флоры. Огромные пространства к югу от границ оледенения занимали тундровая растительность и заболоченные редколесья. Среднегодовые температуры были на 7 - 10 °С ниже современных [Волкова, 1977, 1991].

Теплые эпохи плейстоцена Западной Сибири отличались друг от друга по температуре и продолжительности потепления. Существенным моментом является высокий уровень океана, связанный с таянием ледниковых щитов. Так, в казанцевское время морем были затоплены северные приморские низменности, примерно до широты полярного круга, т. е. на 500 - 700 км южнее современной береговой линии [Гуськов, Левчук, 1995]. Вслед за подъемом уровня океана происходила постепенная перестройка гидросети на более высокий гипсометрический уровень, который находился, например, в казанцевское время на 10 м выше современного межленного уровня рек. Этот фактор, наряду с увеличением увлажненности, приводил к подъему уровня грунтовых вод и заболачиванию низменных равнин. Почти в каждое межледниковье плейстоцена в Западную Сибирь мигрировали теплолюбивые среднеазиатские виды пресноводной малакофауны. Присутствие среди западносибирских пресноводных моллюсков среднеазиатских видов *Corbicula fluminalis* (Mull.), *C. purpurea* Prime, *C. sp.*, *Corbiculina tibitensis* (Prashad), *C. ferghanensis* (Kursalova et Star.) и *Allocinma caspica* West., современное распространение которых ограничено среднегодовой температурой +16 °С [Чепалыга, 1985] и зимней изотермой - 8 °С, свидетельствует об аналогичном термическом режиме и в Западной Сибири. Установлено, что корбикулы гибнут, если температура около 0 °С держится более недели [Genner, Vaate, 1991]. Следовательно, ледовый режим на реках юга Западной Сибири во время распространения в них корбикул отсутствовал.

В течение теплых эпох всего неоплейстоцена преобладали типы почв бореального и в основном суббореального педогенеза. Каждый почвенный этап характеризовался выраженной стадийностью процессов почвообразования. Исследование полной лессово-почвенной последовательности подтвердило данные А.А. Величко [1987], полученные при изучении лес-

совых разрезов плейстоцена Восточной Европы, об отсутствии в нижнем и среднем неоплейстоцене интерстадиальных почв. На территории юга Сибири в ранне- и среднелепестоценовые теплые эпохи, включая и казанцевскую, господствовал умеренный климат, характеризующийся высокой влаго- и теплообеспеченностью и сменявшийся в позднем плейстоцене на более прохладный и аридный. Сравнение эпох педогенеза от начала плейстоцена до голоцена показало постепенное похолодание и уменьшение увлажненности каждого последующего оптимума теплых эпох. Сравнительный анализ теплых эпох и их положения в плейстоцене Сибири показал, что поздний неоплейстоцен отличается меньшей амплитудой и большей частотой климатических колебаний от раннего и среднего неоплейстоцена.

Реконструкция развития природного процесса внутри теплых эпох представляет значительные трудности. По данным, полученным при изучении ископаемых почв Западной Сибири, установлено, что климат ранних этапов каждого теплого интервала отличался большей влажностью по сравнению с поздними. Так, в первую половину казанцевского межледниковья в условиях водораздельных плохо дренируемых участков формировались черноземы с хорошо выраженными иллювиальными горизонтами. Морфотипические признаки почв свидетельствуют о значительной влажности климата этого времени. Формировались более гумидные и теплые по сравнению с современными почвами варианты черноземов. Вторая половина казанцевского времени представлена черноземами с отчетливым карбонатно-иллювиальным горизонтом, залегающим в нижней части гумусового и верхней части иллювиального. Вероятнее всего, вторая половина межледниковья характеризовалась большей аридизацией климата по сравнению с гумидной первой половиной. Структура почвенного покрова казанцевского межледниковья была близка современной, но отличалась положением ландшафтно-географических зон. Расширение границ лесостепной зоны происходило почти на 2° к северу и незначительно к югу за счет редукции степной зоны.

Большие трудности возникают при реконструкции соотношения тепло- и влагообеспеченности в различные периоды ледниково-межледникового цикла. Миграции теплолюбивых среднеазиатских элементов пресноводной малакофауны в Западную Сибирь почти в каждое межледниковье плейстоцена свидетельствуют о наличии в Средней Азии и Западном Казахстане в периоды потеплений развитой гидросети и зоны достаточного увлажнения. Как известно, большинство исследователей придерживается точки зрения о формировании эоловых лессовых отложений в холодные ледниковые эпохи. Высказанное в последнее время

Таблица 4. Климат и растительность юга Западной Сибири в позднеледниковье и голоцене (по [Левина, Орлова, 1993] с дополнениями)

Хронологические периоды по Блиту-Сернандеру	¹⁴ C шкала	Ритмы	Климатическая кривая		Интервалы	Растительность
			-3	-2 -1 0 1 2 3		
Субатлантический	1000	X		ХС	Березово-сосновые лесостепи	
		ХВ		Сосновые леса с кустарниковой березкой		
ТВ	Сосновые и березовые леса с липой и вязом					
ТС						
IX	2000	ХС		Степные ландшафты с кустарниковой березкой		
		ХВ		Сосновые и березовые леса с липой и вязом		
VIII	3000	ХС		Березовые и сосновые леса с кустарниковой березкой		
		ХВ		Степные ландшафты с березово-сосновыми редколесьями, с вязом		
VII	4000	ХС		Сосновые леса с кустарниковой березкой		
		ХВ		Березово-сосновые лесостепи с липой		
VI	5000	ХС	Березовые и сосновые леса с кустарниковой березкой			
		ХВ	Степные ландшафты с березово-сосновыми редколесьями, с вязом			
V	6000	ХС	Сосновые леса с кустарниковой березкой			
		ХВ	Березово-сосновые лесостепи с вязом, липой			
IV	7000	ХС	Березово-сосновые леса с кустарниковой березкой			
		ХВ	Березовая лесостепь с вязом, липой			
III	8000	ХС	Степные ландшафты			
		ХВ	Степные ландшафты с кустарниковой березкой			
II	9000	ХС	Сосново-березовые перелески с вязом			
		ХВ	Степные ландшафты с ксерофитной растительностью			
I	10000	ХС	Степные ландшафты с березовыми перелесками			
		ХВ	Степные ландшафты			
Пребореальный	10000	ХС	Лесотундровые ландшафты			
		ХВ	Сосново-еловые редколесья с лиственницей			
Поздний дриас	11000	ХС	Ксерофитные полярные степи с сосновыми группировками			
		ХВ	Степные ландшафты с кустарниковой березкой			
Ал-леред	12000	ХС	Степные ландшафты с ксерофитной растительностью и кустарниковой березкой, зарослями ив			
		ХВ	Березовые редколесья с кустарниковой березкой			
						Степные ландшафты, с елью, березой в долинах рек

Примечание: ХС - холодно-сухой, ХВ - холодно-влажный, ТВ - тепло-влажный, ТС - тепло-сухой климат.
Сплошная линия - температура года, пунктирная - среднегодовые суммы осадков, мм/год.

предположение о формировании этих осадков в теплом аридном климате, во время терминаций [Волков, 1983; Девяткин, 1993] подтверждается новыми данными. Так, детальное изучение отложений в дефляционной котловине в Павлодарском Прииртышье выявило на ее дне, которое находится на более чем 27 м ниже уреза Иртыша, пустынную мостовую, ветрогранники, растрескавшиеся мелкие валуны с пустынным загаром, прослой лесса и карбонатную кору, деформированных последующими мерзлотными процессами. Формирование карбонатной коры возможно только в теплом аридном климате. Эти данные свидетельствуют, что интенсивный процесс дефляции и параллельное ему лессообразование протекали в теплом аридном климате.

Данные, накопленные при изучении голоценовых отложений, позволяют подразделить голоцен на три различных в климатическом отношении отрезка. Первый охватывает бореальный и атлантический периоды. Это было время постепенного потепления, возрастания теплообеспеченности природы и некоторого ее иссушения. Конец атлантического периода (6 - 5,5 тыс. л. н.) - это время среднего голоцена. Оно выделяется как его климатический оптимум. Климат был существенно теплее и суше современного. Суббореальный и субатлантический периоды в целом характеризовались несколько более влажным и прохладным климатом. Вместе с тем это было время неустойчивых температур и влажности. Были этапы кратковременных похолоданий и потеплений [Архипов, Волкова, 1994; Орлова, 1990].

Изменения растительности в голоцене отражает в целом тысячелетний ритм. Детальные исследования, проведенные Т.П. Левиной и Л.А. Орловой [1993], позволили составить климатическую кривую для юга Западной Сибири (табл. 4) и расчленить голоцен на 10 тысячелетних ритмов, при этом каждый ритм состоит из двух интервалов: теплого и холодного продолжительностью приблизительно по 500 - 600 лет. Каждый интервал, в свою очередь, состоит из двух фаз: тепло-сухой, тепло-влажной и холодно-влажной, холодно-сухой продолжительностью в среднем по 250 - 300 лет. Каждый ритм начинался с тепло-сухой фазы, затем при сохраняющихся теплых условиях увеличивалась увлажненность, начиналась тепло-влажная фаза. Вторая половина ритмов была прохладной, вначале холодно-влажная, затем холодно-сухая. Соответственно менялся и растительный покров. В тепло-сухие фазы климата широкое распространение имела ксерофитная растительность, в тепло-влажные среди травянистой растительности появлялись березовые и сосновые перелески с липой и вязом, в прохладных и влажных условиях распространялись древесные с кустарниковой березкой, в прохладных сухих древесная растительность исчезала, снова господствовали ксе-

рофитные, в которых сохранялись кустарниковые березки.

Выявленный ритм изменения растительности по продолжительности почти совпадает с ритмом изменения температур, полученным по инструментальным и косвенным данным за последние 2000 лет. По историческим сведениям в позднем голоцене выделяется следующая климатическая последовательность [Gribbin, Lamb, 1978; Варущенко, 1990; Монин, Шишков, 1998]: с середины V в. или раньше до IX - X вв. - холодный климат, с IX до середины XVI в. - климатический оптимум средневековья (эпоха викингов), температура в первую половину оптимума средневековья была выше средней многовековой на 1,3 - 1,6 °C [Варущенко, 1990], с середины XVI до конца XIX в. в Европе было похолодание климата - малый ледниковый период, со смещением широтных климатических зон на несколько сотен километров и высотных зон в горах вниз на несколько сотен метров [Монин, Шишков, 1998]. Приведенная выше хронология климатических изменений голоцена, основанная на радиоуглеродных и палинологических данных, не совпадает с хронологией короткопериодических изменений климата, которая определена по инструментальным, историческим и дендрохронологическим данным, особенно это касается последних полутора тысяч лет. Несоответствие обусловлено тем, что палинологические данные отражают более длительные биологические процессы (изменение состава и структуры лесных экосистем, сукцессии, смещение границ ботанико-географических зон и поясов, полярной границы древесной растительности), которые должны проявляться с заметным запаздыванием (десятки и сотни лет) по сравнению с изменениями климата [Ваганов и др., 1996], а также лабораторной ошибкой радиоуглеродного метода.

Палеоклиматическая кривая для юга Западной Сибири (см. табл. 4), составленная по палинологическим данным и результатам радиоуглеродного датирования [Левина, Орлова, 1993], хорошо вписывается в глобальный климатический тренд, для которого характерно прогрессивное потепление с начала голоцена до его термического оптимума в позднеатлантическое время (около 5,5 тыс. л. н.) с тенденцией к похолоданию после оптимума в суббореальный и субатлантический периоды [Архипов и др., 1994]. Изменения климата приводили к сменам растительного покрова (см. табл. 3). На протяжении всего голоцена лес неоднократно наступал на степь, а степь на лес. В первую половину голоцена (начиная с бореального периода и до 6650 л. н.) трижды преобладание имели степные ксерофитные ассоциации, по-видимому, климат был более сухим, чем в настоящее время. Во второй половине голоцена древесные значительно продвинулись на юг, климат в это время был более влажным [Левина, Орлова, 1993].

Заключение

Представленный обзор новых материалов по стратиграфии четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины свидетельствует, что стратиграфическое расчленение неоплейстоцена по степени детальности сопоставимо с изотопно-кислородной шкалой океанических осадков. Наиболее полно глобальные изменения климата четвертичного времени отражает лессово-почвенная последовательность Западной Сибири. Анализ полных лессово-почвенных разрезов юга Западной Сибири показывает, что в строении плейстоценовых педокомплексов и типологическом составе почв прослеживается четкая направленность в развитии процессов почвообразования и климата теплых эпох плейстоцена. В раннем и среднем неоплейстоцене почвообразование было интенсивным и продолжительным и значительно сокращалось по этим параметрам в позднем неоплейстоцене, что отражает тренд изменения климата в сторону похолодания, вплоть до позднего ледниковья. Поздний неоплейстоцен отличается от раннего и среднего меньшей амплитудой и большей частотой климатических изменений. На территории юга Сибири в ранне- и среднееоплейстоценовые теплые эпохи, включая и казанцевскую, господствовал умеренно теплый климат, характеризующийся вплоть до позднего неоплейстоцена высокой влаго- и теплообеспеченностью. После казанцевского межледниковья амплитуда и частота климатических колебаний существенно изменились. Теплые эпохи раннезырянского и каргинского интервалов значительно отличаются от предыдущих меньшими продолжительностью и глубиной потепления, климат стал более прохладным и аридным. Несмотря на то что голоценовое межледниковье несколько холоднее последнего межледниковья (казанцевского, эмского), оно значительно продолжительнее и теплее коротких теплых эпох раннезырянского и каргинского времени. Эти данные свидетельствуют о том, что направленность климатических изменений позднего кайнозоя с голоценового времени сменилась в сторону потепления.

В голоцене, несмотря на некоторую изменчивость продолжительности короткопериодических чередований теплых и холодных эпох, устанавливается их отчетливая повторяемость с периодичностью около 500 лет. Последняя холодная эпоха (малый ледниковый период) продолжалась с середины XV до конца XIX в. С этого времени началось последующее естественное потепление климата, близкое по термическим параметрам к потеплению раннего средневековья с продолжительностью около 500 лет. Сложная картина климатических колебаний отражает естественный тренд развития природы без антропогенного влияния.

Список литературы

- Алексеев М.Н., Борисов Б.А., Величко А.А., Гладенков Ю.Б., Лаврушин Ю.А., Шик С.М.** Об общей стратиграфической шкале четвертичной системы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. - 1997. - Т. 5, № 5. - С. 105 - 108.
- Архипов С.А.** Четвертичный период в Западной Сибири. - Новосибирск: Наука, 1971. - 329 с.
- Архипов С.А.** Стратиграфия четвертичных отложений Тюменского нефтегазоносного региона (уточненная стратиграфическая основа). - Новосибирск, 1987. - 52 с. - (Препр. / ИГиГ СО АН СССР; № 8).
- Архипов С.А.** Хроностратиграфия плейстоцена севера Сибири // Геология и геофизика. - 1989а. - № 6. - С. 13 - 22.
- Архипов С.А.** Хроностратиграфическая шкала ледникового плейстоцена севера Западной Сибири // Плейстоцен Сибири: Стратиграфия и межрегиональные корреляции. - Новосибирск: Наука, 1989б. - С. 20 - 30.
- Архипов С.А.** Палеогеография и хроностратиграфия плейстоцена севера Сибири (обзор новейших данных) // Четвертичный период: Палеогеография и литология. - Кишинев: Штиинца, 1989в. - С. 201 - 213.
- Архипов С.А.** Хронология геологических событий позднего плейстоцена Западной Сибири // Геология и геофизика. - 1997. - № 12. - С. 1863 - 1884.
- Архипов С.А.** Пространственно-временные соотношения тазовского оледенения и санчуговской межледниковой трансгрессии в Западной Сибири // Геология и геофизика. - 1998. - № 6. - С. 821 - 841.
- Архипов С.А., Волков И.А., Волкова В.С., Гудина В.И.** Антропоген (четвертичная система) // Фанерозой Сибири. - Новосибирск: Наука, 1984. - Т. 2: Мезозой и кайнозой. - С. 100 - 126.
- Архипов С.А., Волкова В.С.** Геологическая история, ландшафты и климаты плейстоцена Западной Сибири. - Новосибирск: НИЦ ОИГТМ СО РАН, 1994. - 105 с.
- Архипов С.А., Волкова В.С., Бахарева В.А., Вотях М.Р., Левина Т.П., Кривоногов С.К., Орлова Л.А.** Природные климатические изменения в Западной Сибири к 2000 г. // Геология и геофизика. - 1994. - № 1. - С. 3 - 21.
- Архипов С.А., Волкова В.С., Зыкин В.С.** Календарь биотических и абиотических событий позднего кайнозоя Западной Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция. - 1993. - Т. 1, № 6. - С. 53 - 58.
- Архипов С.А., Волкова В.С., Зыкина В.С., Бахарева В.А., Гуськов С.А., Левчук Л.К.** Природно-климатические изменения в Западной Сибири в первой трети будущего столетия // Геология и геофизика. - 1995. - № 8. - С. 51 - 71.
- Архипов С.А., Вотях М.Р., Шелкопляс В.Н.** Стратиграфия, термолуминесцентный возраст и корреляция морен Белогорского Приобья // Четвертичные оледенения Западной Сибири и других областей Северного полушария. - Новосибирск: Наука, 1981. - С. 47 - 63.
- Архипов С.А., Гнибиденко З.Н., Зыкина В.С., Круковер А.А., Шелкопляс В.Н.** Геологическое строение и общая стратегия хроностратиграфического изучения Куртакского археологического района // Палеоэкология и расселение древнего человека в Северной Азии и Америке. - Красноярск: Зодиак, 1992. - С. 10 - 15.

- Архипов С.А., Зыкина В.С., Круковер А.А., Гнибиденко З.Н., Шелкопляс В.Н.** Стратиграфия и палеомагнетизм ледниковых и лессово-почвенных отложений Западно-Сибирской равнины // Геология и геофизика. - 1997. - № 6. - С. 1027 - 1048.
- Архипов С.А., Куликов О.А.** Стратиграфия и термолюминесцентный возраст раннего плейстоцена севера Западной Сибири // Плейстоцен Сибири: Стратиграфия и межрегиональные корреляции. - Новосибирск: Наука, 1989. - С. 31 - 40.
- Архипов С.А., Левчук Л.К., Шелкопляс В.Н.** Стратиграфия и геологическое строение четвертичного покрова нижнеобско-ямальско-тазовского региона Западной Сибири // Геология и геофизика. - 1994. - № 6. - С. 87 - 104.
- Архипов С.А., Линке Г.** Результаты ЭПР-датирования раковин *Corbicula tibetensis* из четвертичных отложений Западной Сибири // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. - М.: Наука, 1987. - С. 229 - 236.
- Архипов С.А., Фирсов Л.В., Паньчев В.А., Орлова Л.А.** Новые данные по стратиграфии и геохронологии террас средней Оби // Плейстоцен Сибири и смежных областей. - М.: Наука, 1973. - С. 21 - 33.
- Архипов С.А., Шелкопляс В.Н.** Термолюминесцентный возраст западносибирских оледенений // Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Сибири. - Новосибирск: Наука, 1982. - С. 10 - 17.
- Былинский Е.Н.** Влияние гляциоизостазии на развитие рельефа Земли в плейстоцене / Национальный геофизический комитет РАН. - М.: Производственно-издательский комбинат ВИНТИ, 1996. - 212 с.
- Ваганов Е.А., Шиятов С.Г., Мазепа В.С.** Дендроклиматические исследования в Урало-Сибирской субарктике. - Новосибирск: Наука, 1996. - 246 с.
- Вангенгейм Э.А.** Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена Северной Азии (по млекопитающим). - М.: Наука, 1977. - 177 с.
- Варущенко С.И.** Эндогенные факторы и изменение некоторых климатических характеристик средних широт Северного полушария за последние 1500 лет // Изв. АН СССР. Сер. геогр. - 1985. - № 5. - С. 15 - 26.
- Величко А.А.** Структура термических изменений палеоклиматов мезо-кайнозоя по материалам изучения Восточной Европы // Климаты Земли в геологическом прошлом. - М.: Наука, 1987. - С. 5 - 43.
- Величко А.А., Морозова Т.Д., Нечаев В.П., Ударцев В.П., Цацкин А.И.** Проблемы хроностратиграфии и корреляции лессово-почвенной формации Русской равнины // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. - М.: Ин-т географии РАН, 1992. - С. 115 - 140.
- Волков И.А.** Позднечетвертичная субаэральная формация. - М.: Наука, 1971. - 253 с.
- Волков И.А.** Роль эолового фактора в эволюции рельефа // Проблемы экзогенного рельефообразования. - М.: Наука, 1976. - Кн. 1. - С. 264 - 269.
- Волков И.А.** Состояние и перспективы развития стратиграфии четвертичных отложений // Геология и геофизика. - 1983. - № 2. - С. 30 - 33.
- Волков И.А.** Дистанционные методы и новейшие геологические образования центральной части Западной Сибири // Комплексные аэрокосмические исследования Сибири. - Новосибирск: Наука, 1984. - С. 79 - 85.
- Волков И.А.** Колебания климата и эволюция ландшафтов в сартанское похолодание и в голоцене по геологическим и геоморфологическим данным (на примере Верхнего Приобья) // Геология и геофизика. - 1994. - № 10. - С. 14 - 24.
- Волков И.А.** Пределы распространения сартанского ледника в Западной Сибири // Геология и геофизика. - 1997. - № 6. - С. 1049 - 1054.
- Волков И.А., Волкова В.С.** О позднплейстоценовом озере-море на юге Западно-Сибирской низменности // Четвертичная геология, геоморфология и палеогеография Сибири. - Новосибирск: ИГГ СО АН СССР, 1964. - С. 109 - 129.
- Волков И.А., Волкова В.С.** Осадки трансгрессивных фаз плейстоценового Мансийского озера и великая система стока ледниковых вод Сибири // Четвертичные оледенения Западной Сибири и других областей Северного полушария. - Новосибирск: Наука, 1981. - С. 85 - 91.
- Волков И.А., Гуртовая Е.Е., Фирсов Л.В., Паньчев В.А., Орлова Л.А.** Строение, возраст и история формирования голоценового торфяника у с. Горно-Слинкино на Иртыше // Плейстоцен Сибири и смежных областей. - М.: Наука, 1973. - С. 34 - 39.
- Волков И.А., Зыкина В.С.** Ископаемые почвы в опорном разрезе покровных отложений Новосибирского Приобья // Геология и геофизика. - 1977. - № 7. - С. 83 - 94.
- Волков И.А., Зыкина В.С.** Стратиграфия четвертичной лессовой толщи Новосибирского Приобья // Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Сибири. - Новосибирск: Наука, 1982. - С. 17 - 28.
- Волков И.А., Зыкина В.С.** Цикличность субаэральной толщи Западной Сибири и история климата в плейстоцене // Эволюция климата, биоты и среды обитания человека в позднем кайнозое Сибири. - Новосибирск: Изд-во ОИГТМ СО АН, 1991. - С. 40 - 51.
- Волков И.А., Зыкина В.С.** Южная часть Западно-Сибирской равнины (природные условия по данным изучения субаэральной толщи) // Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии: Поздний плейстоцен - голоцен; элементы прогноза. - М.: Наука, 1993. - Вып. 1. - С. 32 - 36.
- Волков И.А., Зыкина В.С., Ким Ю.В., Круковер А.А.** Уточнение схемы расчленения плейстоценовой субаэральной толщи Западной Сибири // Междунар. симпоз. "Четвертичная стратиграфия и события Евразии и Тихоокеанского региона": Тез. докл. - Якутск, 1990. - Ч. 1. - С. 41 - 43.
- Волков И.А., Зыкина В.С., Семёнов В.В.** Нижняя граница четвертичной системы в субаэральной толще Западной Сибири // Стратиграфия пограничных отложений неогена и антропогена Сибири. - Новосибирск: ИГГ СО РАН, 1984. - С. 72 - 84.
- Волкова В.С.** Четвертичные отложения низовьев Иртыша и их биостратиграфическая характеристика. - Новосибирск: Наука, 1966. - 175 с.
- Волкова В.С.** Стратиграфия и история развития растительности Западной Сибири в позднем кайнозое. - М.: Наука, 1977. - 283 с.
- Волкова В.С.** Стратиграфия четвертичных отложений полуострова Ямал // Четвертичный период: методы исследования, стратиграфия и экология. VII Всесоюз. совещ.: Тез. докл. - Таллинн, 1990. - Т. 1. - С. 126 - 127.
- Волкова В.С.** Колебания климата в Западной Сибири в позднплейстоценовое и четвертичное время // Эволюция

климата, биоты и человека в позднем кайнозое Сибири. - Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1991. - С. 30 - 40.

Волкова В.С., Бахарева В.А., Кулькова И.А., Николаева И.В. Палинологическая характеристика и стратиграфия кайнозойских отложений в районе Ханты-Мансийска // Микрофитофоссилии и стратиграфия мезозоя и кайнозоя Сибири. - Новосибирск: Наука, 1988. - С. 51 - 69.

Волкова В.С., Кулькова И.А. Изменение состава палинофлоры Сибири в позднем кайнозое // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. - Новосибирск: Наука, 1984. - С. 54 - 62.

Гудина В.И. Фораминиферы, стратиграфия и палеогеография морского плейстоцена севера СССР. - Новосибирск: Наука, 1976. - 124 с.

Гуртовая Е.Е. Расчленение дозырянских четвертичных отложений Обского Севера. - Новосибирск: Наука, 1975. - 75 с.

Гуськов С.А., Левчук Л.К. Казанцевский палеобассейн на севере Сибири: экологические ассоциации фораминифер и палеобстановки // Геология и геофизика. - 1995. - № 3. - С. 25 - 30.

Десяткин Е.В. Меридиональный анализ экосистем плейстоцена Азии (основные проблемы) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. - 1993. - Т. 1, № 4. - С. 77 - 83.

Дергачёва М.И., Зыкина В.С. Органическое вещество ископаемых почв. - Новосибирск: Наука, 1988. - 128 с.

Додонов А.Е. Антропоген Южного Таджикистана. - М.: Наука, 1986. - 163 с.

Зажигин В.С. Грызуны позднего плиоцена и антропогена юга Западной Сибири. - М.: Наука, 1980. - 156 с.

Земцов А.А., Шацкий С.Б. К вопросу о геоморфологическом районировании северо-восточной части Западно-Сибирской низменности // Ледниковый период на территории европейской части СССР и Сибири. - М.: Изд-во Моск. гос. ун-та, 1959. - С. 309 - 320.

Земцов А.А., Шацкий С.Б. К геологии и стратиграфии четвертичных отложений северо-восточной части Западно-Сибирской низменности // Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода. - М.: Изд-во АН СССР, 1961. - Т. 3. - С. 32 - 38.

Зольников И.Д. Принципы расчленения и корреляции моренных толщ покровного равнинного оледенения // Геология и геофизика. - 1991а. - № 1. - С. 86 - 91.

Зольников И.Д. Позднеплейстоценовые оледенения в низовьях Оби // Геология и геофизика. - 1991б. - № 11. - С. 110 - 117.

Зубаков В.А. Новейшие отложения Западно-Сибирской низменности. - Л.: Недра, 1972. - 312 с.

Зубаков В.А. Глобальные климатические события неогена. - Л.: Гидрометеоздат, 1990. - 223 с.

Зыкин В.С. Изменение климата в позднем миоцене и плиоцене на юге Западно-Сибирской равнины // Эволюция климата, биоты и человека в позднем кайнозое Сибири. - Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО АН СССР, 1991. - С. 5 - 17.

Зыкин В.С., Зажигин В.С., Зыкина В.С. Изменения природной среды и климата в раннем плиоцене юга Западно-Сибирской равнины // Геология и геофизика. - 1995. - № 8. - С. 40 - 50.

Зыкин В.С., Зажигин В.С., Присяжнюк В.А. Стратиграфия плиоценовых и эоплейстоценовых отложений в до-

лине р. Битеке (Северный Казахстан) // Геология и геофизика. - 1987. - № 3. - С. 12 - 19.

Зыкина В.С. Ископаемые почвы - основа расчленения четвертичных субаэриальных отложений Западной Сибири // Биостратиграфия и палеоклиматы плейстоцена Сибири. - Новосибирск: Наука, 1986. - С. 115 - 121.

Зыкина В.С. Позднеплейстоценовые ископаемые почвы юга Средней Сибири (приенисейская часть) // Палеоэкология и расселение древнего человека в Северной Азии и Америке. - Красноярск: Зодиак, 1992. - С. 102 - 105.

Зыкина В.С. Реконструкция природной среды позднего плейстоцена Сибири по палеопочвам // Геодинамика и эволюция земли. - Новосибирск: Изд-во СО РАН. НИЦ ОИГГМ. - 1996. - С. 222 - 224.

Зыкина В.С., Волков И.А., Дергачёва М.И. Верхне-четвертичные отложения и ископаемые почвы Новосибирского Приобья. - М.: Наука, 1981. - 203 с.

Зыкина В.С., Ким Ю.В. Почвообразование и лессонакопление в плейстоцене юго-восточной части Западной Сибири // Плейстоцен Сибири: Стратиграфия и межрегиональные корреляции. - Новосибирск: Наука, 1989. - С. 81 - 86.

Зыкина В.С., Круковер А.А. Новые данные по расчленению и корреляции четвертичных отложений Предалтайской равнины // Перспективы развития минерально-сырьевой базы Алтая. - Барнаул: Б.и., 1988. - Ч. 1. - С. 47 - 49.

Истомин В.Е., Паньчев В.А., Шипицын Ю.Г. ЭПР-датирование раковин пресноводных *Corbicula tibetensis* из четвертичных отложений Западной Сибири. - Новосибирск, 1988. - 8 с. - (Препр. / ИГГ СО АН СССР; № 18).

История развития растительности внеледниковой зоны Западно-Сибирской низменности в позднеплиоценовое и четвертичное время. - М.: Наука, 1970. - 363 с.

Казанский А.Ю., Зыкин В.С. Магнитостратиграфия опорного разреза плиоцена и эоплейстоцена в долине р. Битеке (Северный Казахстан) // Тез. докл. IV Всесоюз. съезда по геомагнетизму. - Владимир; Суздаль, 1991. - С. 76.

Казьмина Т.А. Остракоды кочковской свиты и ее аналогов // Кочковский горизонт Западной Сибири и его возрастные аналоги в смежных районах. - Новосибирск: Наука, 1980. - С. 31 - 36.

Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. Средний и нижний плейстоцен низовьев Иртыша. - Л.: Недра, 1974. - 159 с.

Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. Западно-Сибирская равнина // Стратиграфия СССР. Четвертичная система. - М.: Недра, 1984. - Полутом 2. - С. 227 - 269.

Кинд Н.В. Геохронология позднего антропогена по топным данным. - М.: Наука, 1974. - 225 с.

Климанов В.А., Левина Т.П., Орлова Л.А., Паньчев В.А. Изменение климата на территории Барабинской равнины в субатлантическом периоде голоцена по данным изучения торфяника Суминского займища // Региональная геохронология Сибири и Дальнего Востока. - Новосибирск: Наука, 1987. - С. 143 - 149.

Кривоногов С.К. Стратиграфия и палеогеография Нижнего Прииртышья в эпоху последнего оледенения по карпологическим данным. - Новосибирск: Наука, 1988. - 232 с.

Лазуков Г.И. Антропоген северной половины Западной Сибири. - М.: Изд-во Моск. гос. ун-та, 1970. - 320 с.

Левина Т.П., Орлова Л.А. Климатические ритмы голоцена юга Западной Сибири // Геология и геофизика. - 1993. - № 3. - С. 38 - 55.

- Левина Т.П., Орлова Л.А., Паньчев В.А., Пономарёва Е.А.** Радиохронометрия и пыльцевая стратиграфия голоценового торфяника Каякского займища (Барабинская лесостепь) // Региональная геохронология Сибири и Дальнего Востока. - Новосибирск: Наука, 1987. - С. 136 - 143.
- Левина Т.П., Орлова Л.А., Паньчев В.А., Скабичевская Н.А.** Палеогеография и радиоуглеродная хронология на рубеже плейстоцена и голоцена Предалтайской равнины // Кайнозой Сибири и Северо-Востока СССР. - Новосибирск: Наука, 1989. - С. 129 - 138.
- Левчук Л.К.** Биостратиграфия верхнего плейстоцена севера Сибири по фораминиферам. - Новосибирск: Наука, 1984. - 128 с.
- Мартынов В.А.** Кочковский региональный горизонт // Кочковский региональный горизонт Западной Сибири и его возрастные аналоги в смежных районах. - Новосибирск: Наука, 1980. - С. 6 - 15.
- Мизеров Б.В.** К вопросу о неоднократном оледенении северо-востока Западно-Сибирской равнины // Вопросы геологии Западно-Сибирской низменности. - Новосибирск: Кн. изд-во, 1956. - С. 175 - 189.
- Мизеров Б.В.** Основные этапы осадконакопления четвертичного периода аккумулятивных равнин Нарымского Приобья // Четвертичный период Сибири. - М.: Наука, 1966. - С. 245 - 258.
- Монин А.С., Шишков Ю.А.** О статистических характеристиках малого ледникового периода // Докл. Академии наук. - 1998. - Т. 358, № 2. - С. 252 - 255.
- Нейштадт М.И.** История лесов и палеогеография СССР в голоцене. - М.: Изд-во АН СССР, 1957. - 404 с.
- Нейштадт М.И.** Мировой природный феномен - заболоченность Западно-Сибирской равнины // Изв. АН СССР. Сер. геогр. - 1971. - № 1. - С. 21 - 34.
- Нейштадт М.И.** К вопросу о некоторых понятиях в разделении голоцена // Изв. АН СССР. Сер. геогр. - 1983. - № 2. - С. 103 - 109.
- Николаев С.А., Орлова Л.А.** Отложения времени последнего ледникового в предгорном Алтае и их стратиграфические аналоги в Кузбассе // Палеоэкология плейстоцена и культуры каменного века Северной Азии и сопредельных территорий: (Материалы междунар. симпоз.). - Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 1998. - С. 242 - 248.
- Орлова Л.А.** Голоцен Барабы: Стратиграфия и радиоуглеродная хронология. - Новосибирск: Наука, 1990. - 128 с.
- Палеогеография** Западно-Сибирской равнины в максимум позднеледяного оледенения. - Новосибирск: Наука, 1980. - 107 с.
- Паньчев В.А.** Радиоуглеродная хронология аллювиальных отложений Предалтайской равнины. - Новосибирск: Наука, 1979. - 103 с.
- Последнее оледенение в Нижнем Приобье** / Отв. ред. чл.-кор. АН СССР В.Н. Сакс. - Новосибирск: Наука, 1977. - 216 с.
- Поспелова Г.А., Гнибиденко З.Н.** Магнитостратиграфические разрезы неогеновых и четвертичных отложений Северной Азии и Юго-Восточной Европы и проблемы их корреляции // Геофизические методы в региональной геологии. - Новосибирск: Наука, 1982. - С. 76 - 94.
- Решения** и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. - Тюмень: Б.и., 1970. - Ч. 2. - 275 с.
- Решения** Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Западно-Сибирской равнины (Новосибирск, 1988 г.): Объяснительная записка к региональной стратиграфической схеме четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины. - Новосибирск: ИГТ СО РАН СССР, 1990. - 95 с.
- Сакс В.Н.** Четвертичный период в Советской Арктике. - Л.; М.: Водтрансиздат, 1953. - 627 с.
- Сиренко Н.А., Турло С.И.** Развитие почв и растительности Украины в плиocene и плейстоцене. - Киев: Наук. думка, 1986. - 186 с.
- Скабичевская Н.А.** Средне-позднечетвертичные диатомеи Приенисейского Севера. - М.: Наука, 1984. - 154 с.
- Троицкий С.Л.** Четвертичные отложения и рельеф равнинных побережий Енисейского залива и прилегающей части гор Бырранга. - М.: Наука, 1966. - 207 с.
- Троицкий С.Л.** Морской плейстоцен Сибирских равнин: Стратиграфия. - Новосибирск: Наука, 1979. - 293 с.
- Фирсов Л.В., Волкова В.С., Левина Т.П., Николаева И.В., Орлова Л.А., Паньчев В.А., Волков И.А.** Стратиграфия, геохронология и стандартная спорово-пыльцевая диаграмма голоценового торфяника Болото Гладкое в Новосибирске (Правые Чемы) // Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Сибири. - Новосибирск: Наука, 1982. - С. 96 - 117.
- Фирсов Л.В., Троицкий С.Л., Левина Т.П., Никитин В.П., Паньчев В.А.** Абсолютный возраст и первая для севера Сибири стандартная пыльцевая диаграмма голоценового торфяника // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. - 1974. - № 41. - С. 121 - 127.
- Хотинский Н.А.** Голоцен Северной Евразии. - М.: Наука, 1977. - 198 с.
- Хотинский Н.А.** Дискуссионные проблемы реконструкции и корреляции палеоклиматов голоцена // Палеоклиматы позднеледникового и голоцена. - М.: Наука, 1989. - С. 12 - 17.
- Чепалыга А.Л.** Фауна пресноводных моллюсков и палеоклиматы // Методы реконструкции палеоклиматов. - М.: Наука, 1985. - С. 145 - 149.
- Чеха В.П.** Ископаемые почвы // Куртаковский археологический район. - Красноярск: ПО "Сибирь", 1990. - Вып. 3. - С. 21 - 33.
- Шацкий С.Б.** Стратиграфия четвертичных отложений северо-восточной части Западно-Сибирской низменности // Материалы Западно-Сибирской комиссии по изучению четвертичного периода при Томском университете. - Томск: Изд-во Томск. гос. ун-та, 1956. - С. 115 - 123.
- Berggren W.A., Hilgen F.J., Langereis C.G., Kent D.V., Obradovich J.D., Raffi I., Raymo M.E., Shackleton N.J.** Late Neogene chronology: New perspectives in high-resolution stratigraphy // GSA Bulletin. - 1995. - Vol. 107, N 11. - P. 1272 - 1287.
- Borisov B.** Climatostratigraphic units of the Quaternary system: hierarchy, taxonomy and boundaries // Inter. Union Quarter. Res., XIV Inter. Congr., Abstracts. - Berlin: Freie Universität, 1995. - P. 32.
- Bronger A., Heinkel Th.** Micromorphology and genesis of paleosols in the Luochuan loess section, China: Pedostratigraphic and Environmental Implications // Geoderma. - 1989. - N 45. - P. 123 - 143.

Cowie T.W., Bassett M.G. Global stratigraphic chart with geochronometria and magnetostratigraphic calibration // Episodes. - 1989. - Vol. 12, N 2. - (Supplement).

Frechen M. Thermolumineszenz-Datierungen an Lossen des Mittelrheingebiets. - Köln: Sonderveroff Universität zu Köln, Geologisches Institut, 1991. - Bd. 79. - S. 1 - 137.

Genner H.A., Vaate A., bij de. Wordt de Asiatische mossel *Corbicula fluminea* een probleem in Nederland // Tijdschr. water voorz. en afvalwaterbehandel, 1991. - Vol. 24, N 4. - P. 101 - 103.

Gribbin J., Lamb H.H. Climatic change in historical time // Climatic Change. - Cambridge: Cambridge University Press, 1978. - P. 68 - 82.

Linke G., Katzenberger O., Grun R. Description and ESR dating of the Holsteinian interglaciation // Quaternary Sci. Rev. - 1986. - Vol. 4, N 4. - P. 319 - 331.

Nilsson T. Standartpollendiagramm and ^{14}C Datierungen ams dem Ageruds Mosse im mittleren Schonen // Lunds Universitets Arsskrift, N.F. - 1964. - Avd. 2, Bd 59, N 7. - S. 1 - 52.

Paepe R., van Overloop E. River and soils cyclicities interfering with Sea Level changes // Greenhouse Effect, Sea Level and Drought. - Dordrecht; Boston; London: Klumer Academic Publishers, 1990. - P. 253 - 280.

Pecsi M. Stratigraphical Subdivision of Hungarian young and old Loess // Annales Universitatis Mariae Curie-Skladowska. Sectio B. - Lublin: Mariae Curie-Skladowska University, 1986. - Vol. 41. - P. 67 - 85.

Shackleton N. J., Opdyke N.D. Oxygen isotope and paleomagnetik stratigraphy of equatorial Pacific core V. 28 - 238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10^5 and 10^6 year scale // Quatern. Res. - 1973. - Vol. 3. - P. 39 - 55.

Wintle A.G., Huntley D.J. Thermoluminescence dating of sediments // Quaternary Sci. Rev. - 1982. - Vol. 1, N 1. - P. 31 - 53.

Материал поступил в редколлегию 19.04.99 г.