

УДК 551.782.2+551.79(571.1)

В.С. Зыкин¹, В.С. Зыкина¹, В.С. Зажигин²

*¹Институт геологии и минералогии СО РАН
пр. Академика Коптюга, 3, Новосибирск, 630090, Россия*

E-mail: zykin@uiggm.nsc.ru

²Геологический институт РАН

Пыжевский пер., 7, Москва, 119017, Россия

E-mail: zazhigin@geo.tv-sign.ru

ПРОБЛЕМЫ РАСЧЛЕНЕНИЯ И КОРРЕЛЯЦИИ ПЛИОЦЕНОВЫХ И ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ*

Введение

Поздний кайнозой – время появления и эволюции человека и человеческого общества. Развитие древнего человека тесно связано с изменениями природной среды и климата: они существенно влияли на условия обитания и образ жизни, выбор им мест существования, возможности и пути расселения, выработку адаптаций к окружающей среде, биологическую эволюцию. Достоверность информации о закономерностях изменений природной среды и климата, последовательности этапов развития человека и человеческого общества, возможных путей его расселения определяется состоянием изученности стратиграфии и хронологии верхнего кайнозоя. Установление точного стратиграфического положения и определение геологического возраста палеолитических памятников зависят от возможности проведения детальных стратиграфических исследований вмещающих его отложений. Необходимость разработки детальной стратиграфии верхнего кайнозоя Западной Сибири для археологии обусловлена получением в последнее время данных, позволяющих значительно удревнить время появления на этой территории человека [Деревянко, 2005]. Юг Западной Сибири – один

из немногих регионов мира, где континентальный верхний кайнозой представлен наиболее полно, имеет богатую палеонтологическую характеристику и представительный материал для датирования, которые обеспечивают надежную регистрацию изменений природной среды и климата. Геологические разрезы кайнозоя на этой территории являются уникальными архивами, содержащими огромную информацию об истории становления современного климата и природной среды этой территории. Верхний миоцен и плиоцен равнины сложен озерными, речными и субаэральными отложениями. На юго-востоке равнины распространены уникальные лессово-почвенные разрезы, отчетливо отражающие климатические изменения четвертичного периода. Запись климатических событий, установленная в лессово-почвенной толще Западной Сибири, сопоставима с изотопно-кислородной шкалой океанических осадков.

Стратиграфия верхнего кайнозоя юга Западной Сибири изучена недостаточно. Поэтому в статье рассматриваются только некоторые основные проблемы стратиграфии этого региона и намечены пути их решения на основании данных, полученных в последнее время. Новые материалы позволяют внести существенные коррективы в стратиграфию рассматриваемого интервала. Они касаются проведения границ миоцена и плиоцена, плиоцена и четвертичной системы в регионе, а также стратиграфии эоплейстоцена и субаэрального неоплейстоцена.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 01-05-65085, 02-05-64126, 04-05-64486, 06-05-64049, 07-05-01109).

Границы общих стратиграфических подразделений в континентальных регионах

Одна из основных проблем, возникающих при разработке шкалы любого стратиграфического интервала, – проведение и корреляция границ общих стратиграфических подразделений. Точное проведение этих границ в конкретных регионах, удаленных от стратотипов границ на различное расстояние, а тем более во внутриконтинентальных районах представляет собой сложную задачу. Чем более сложное геологическое строение имеет регион, тем труднее реконструировать входящие в него частные геосистемы и свести их изменения и перестройки в единую хронологическую последовательность. Характер смены признаков на стратиграфических границах меняется по простиранию как в масштабе Земли, так и в каждом конкретном регионе. Границы общих стратиграфических подразделений, установленные по рубежам в развитии морских групп фауны, трудно соотнести с рубежами изменения континентальных фаун и флор. Поэтому большинство границ общих стратиграфических подразделений в кайнозойских отложениях внутриконтинентальных регионов проводятся достаточно условно. Тем не менее комплексное использование литологических, палеонтологических, палеомагнитных и геохронологических данных позволяет наметить в некоторых разрезах определенные уровни, приближенные к границам общих подразделений кайнозоя. Для обеспечения лучшего распознавания границ общих стратиграфических подразделений в других фациях или в других палеобиогеографических областях “Дополнениями к Стратиграфическому кодексу России” предусмотрено использование вспомогательных стратиграфических уровней – вспомогательных стратотипических точек, являющихся подчиненными по отношению к точкам глобальных стратотипов границ. Выделение таких разрезов позволяет обеспечить стабильность границ и объемов общих стратиграфических подразделений в конкретных регионах. Прослеживание изохронных уровней, являющихся границами стандартных подразделений Общей стратиграфической шкалы, в континентальных отложениях возможно только на основе принципа хронологической взаимозаменяемости признаков С.В. Мейена [1989]. Разрезы, где, используя этот принцип, можно провести достаточно точно рубежи между основными подразделениями Общей шкалы и где имеются стратиграфические признаки, обладающие наибольшим корреляционным потенциалом и дающие возможность прослеживать эти рубежи на значительные расстояния в регионе, следует принимать за региональные стратотипы границ общих стратиграфических подразделений.

Полученные в последнее время комплексные данные по детальному строению разрезов кайнозоя Западной Сибири, их биостратиграфическая и палеомагнитная характеристики позволили наметить конкретные разрезы, где на основе принципа хронологической взаимозаменяемости признаков достаточно точно проведены границы между миоценом и плиоценом, плиоценом и плейстоценом. Эти разрезы содержат стратиграфические признаки, которые, обладая значительным корреляционным потенциалом, дают возможность проследить указанные рубежи на значительные расстояния в регионе.

Граница между миоценом и плиоценом

Отсутствие полной последовательности осадконакопления на рубеже миоцена и плиоцена в Северной и Центральной Азии, а также точных критериев проведения границы между миоценом и плиоценом долгое время затрудняло ее идентификацию. Пограничные отложения в различных регионах мира также часто относились или к миоценовому, или к плиоценовому отделу неогеновой системы. После проведения глубоководного бурения донных осадков океанов, создания континентальной шкалы неогена Западной Европы, а также ратификации в 2000 г. Международным союзом геологических наук точки глобального стратотипа границы занклийского яруса и, соответственно, нижней границы плиоцена в основании формации Труби в разрезе Эраклеа Миноа [Van Couvering et al., 2000] точность проведения этой границы в различных регионах значительно возросла. Согласно магнито- и биостратиграфическим исследованиям [Zijderveld et al., 1986; Hilgen, Langereis, 1988; Hilgen, 1991a, б; Channell, Rio, Thunell, 1988; Van Couvering et al., 2000], граница между миоценом и плиоценом, проведенная в основании занклия в Средиземноморье, лежит в нижней обратной части хрона Гильберт, несколько ниже субхрона Твера (субхрон С3n4n). Она соответствует восстановлению открытых морских условий в Средиземноморье после мессинского кризиса солености. Это позволяет рассматривать границу в большей мере событийной, чем биостратиграфической. Начало плиоцена в основании занклия в разрезе Эраклеа Миноа (астрономический возраст 5,33 млн лет) отвечает 510-му инсоляционному циклу, отсчитанному от современности [Lourens et al., 1996; Van Couvering et al., 2000].

Наиболее точная корреляция этой границы во внутриконтинентальные регионы Северной и Центральной Азии возможна при комплексном применении палеонтологических, палеоклиматических и палеомагнитных данных. По мнению многих исследователей, восстановление морских условий на границе

миоцена и плиоцена в Средиземном море связано с “мгновенной” гляциоэвстатической трансгрессией, вызванной потеплением климата [Зубаков, 1990; Чумаков, 2000; Kastens, 1992; Kastens, Mascle, 1990; McKenzie, Sprovieri, 1990; Müller, Hodell, Ciesielski, 1991]. В Антарктиде, на Антарктическом полуострове, конгломераты *Pecten*, отражающие более теплые условия, чем ныне, по изотопам стронция датированы в интервале 3,5–5,3 млн лет [Dingle, McArthur, Vroon, 1997]. Подробная запись изменений климата для терминального миоцена и плиоцена получена по изотопам кислорода в глубоководной колонке 846 в экваториальной части Тихого океана у восточного побережья Центральной Америки [Shackleton, Hall, Pate, 1995]. Граница между миоценом и плиоценом, по мнению Н.Д. Шеклтона и его соавторов, на уровне 5,33 млн лет соответствует событию высокого стояния уровня океана.

В шкале млекопитающих неогена Западной Европы, сопоставленной с магнитохронологической шкалой [Agustí et al., 2001], граница между миоценом и плиоценом проходит в верхней части зоны млекопитающих MN 13, несколько ниже основания зоны MN 14. Рубеж этих зон млекопитающих неогена совмещен с верхней границей субхрона C3n4n (Твера), возраст которой 4,9 млн лет. Основным критерием проведения нижней границы зоны MN 14 является первое появление в Западной Европе рода *Promimomys* [Agustí et al., 2001]. К сожалению, детальная последовательность видов единой филогенетической линии рода *Promimomys* в Европе, привязанная к магнитохронологической шкале, не разработана. Это сильно затрудняет определение положения местонахождений фауны в магнитостратиграфической шкале и корреляцию европейских и азиатских разрезов.

Наиболее подходящим регионом для точного проведения границы между миоценом и плиоценом в Северной и Центральной Азии является юг Западно-Сибирской равнины. Здесь выявлена одна из наиболее детальных континентальных последовательностей осадконакопления верхнего миоцена и плиоцена, имеющая хорошую палеонтологическую характеристику (остатки крупных и мелких млекопитающих, пресноводных и наземных моллюсков, остракод, растений) и достаточно полно отражающая геологические, палеобиологические и палеоклиматические события этого интервала [Зажигин, Зыкин, 1983, 1984; Зыкин, Зажигин, 2004; Зыкин, Зажигин, Присяжнюк, 1987, 1989а, б; Зыкин, Зажигин, Казанский, 1991, 1994]. Высокий уровень разработки стратиграфии терминального миоцена и плиоцена данного региона позволил В.А. Зубакову [1990] предложить эту последовательность в качестве стратоталона указанного интервала для всей Центральной Азии. После обнаружения вида мелких млекопитающих *Promimomys*

insuliferus (Kowalski) в бывшем стратотипе бещеульского горизонта у пос. Исаковка в Омском Прииртышье, выделения соответствующего биостратиграфического уровня и уточнения последовательности осадконакопления, фаун мелких млекопитающих и пресноводных моллюсков верхнего миоцена и плиоцена [Зыкин, Зажигин, 2004] стала возможной более детальная корреляция данного интервала с хорошо палеонтологически охарактеризованными разрезами этого интервала Западной Европы. К сожалению, преимущественная латеральная стратификация верхнего миоцена и плиоцена названного района не позволяет получить полную стратиграфическую последовательность в одном сечении. В связи с этим стратиграфическая последовательность терминального миоцена и нижнего плиоцена Омского Прииртышья предлагается в качестве площадного регионального стратотипа границы между миоценом и плиоценом.

В интервале верхнего миоцена и нижнего плиоцена в Омском Прииртышье выделяются новостаничная, рытовская, исаковская, пешневская, крутогорская, битекейская и ливенская свиты, имеющие отчетливую палеонтологическую и палеомагнитную характеристики (табл. 1). Среди мелких млекопитающих в осадках этих свит фоновыми видами являются представители подсемейства полевок, отдельные формы которых образуют отчетливую филогенетическую последовательность и характеризуют разновозрастные стратиграфические подразделения. Для исаковской свиты характерен *P. insuliferus* (Kowalski), для пешневской – *P. peshnioviensis* Zazhigin и *P. antiquus* Zazhigin, в крутогорской свите встречается *P. cf. dawakosi* Weerd, битекейская и ливенская свиты содержат остатки *P. gracilis* (Kretzoi).

Самый древний вид рода *Promimomys* – *P. insuliferus* – был широко распространен в Евразии. Его остатки известны на территории Франции [Michaux, 1971], Греции [Weerd, 1979], Польши [Agadzhanian, Kowalski, 1978], Русской равнины [Агаджанян, Ербаева, 1983; Вангенгейм, Певзнер, Тесаков, 1995; Верхний плиоцен..., 1985; Топачевский В.А., Несин, Топачевский И.В., 1998; Agadzhanian, Kowalski, 1978] и в Сибири до о-ва Ольхон на Байкале [Зыкин, Зажигин, 2004; Покатилов, 1985]. Этот вид наиболее надежно определяет низы плиоцена и многими исследователями ставится в основание зоны MN 14.

Сообщения о более древнем геологическом возрасте рода *Promimomys*, чем *P. insuliferus*, требуют ревизии. Наличие остатков представителей рода *Promimomys* в отложениях новостаничной и рытовской свит [Зажигин, Зыкин, 1984] не подтвердилось новыми богатыми сборами остатков грызунов. Местонахождения фауны из этих свит содержат остатки рода *Prosomys* Shotwell, описанного по находкам из хемфильских отложений Северной Америки

Таблица 1. Стратиграфическая схема плиоцена юга Западно-Сибирской равнины

Система	Отдел	Подотдел	млн лет	Палеомагнитная шкала	Петроурс	Региональные стратиграфические подразделения			Местные стратиграфические подразделения				Павлодарское Прииртышье		Омское Прииртышье	
						Горизонт	Характерные комплексы		Куйбышевское Приишимье	Петропавловское Приишимье	Ливенская	Ливенская	Ливенская	Рытовская		Рытовская
Неогеноя	Плиоцен	Верхний	4	Гайсс	Кокчетавский	Битекейский	Андреевский	Кызыл-айгирский	Кызыл-айгирский	Селетинская	Ливенская	Ливенская	Ливенская	Ливенская	Ливенская	
																Млекопитающие
Неогеноя	Плиоцен	Верхний	4	Гайсс	Кокчетавский	Битекейский	Андреевский	Кызыл-айгирский	Кызыл-айгирский	Селетинская	Ливенская	Ливенская	Ливенская	Ливенская	Ливенская	Ливенская
Неогеноя	Плиоцен	Верхний	3	Гайсс	Кокчетавский	Битекейский	Андреевский	Кызыл-айгирский	Кызыл-айгирский	Селетинская	Ливенская	Ливенская	Ливенская	Ливенская	Ливенская	Ливенская
Неогеноя	Плиоцен	Верхний	2	Матюма	Кокчетавский	Битекейский	Андреевский	Кызыл-айгирский	Кызыл-айгирский	Селетинская	Ливенская	Ливенская	Ливенская	Ливенская	Ливенская	Ливенская
Неогеноя	Плиоцен	Верхний	6	5	Приярытский	Битекейский	Крутогорский	Крутогорский	Крутогорский	Битекейский	Битекейский	Битекейский	Битекейский	Битекейский	Битекейский	Битекейский
Неогеноя	Плиоцен	Верхний	6	9	Павлодарский	Павлодарский	Павлодарский	Павлодарский	Павлодарский	Павлодарский	Павлодарский	Павлодарский	Павлодарский	Павлодарский	Павлодарский	Павлодарский

■ прямая намагниченность



□ обратная намагниченность

[Shotwell, 1956; Repenning, 1968]. По мнению Ч. Репеннинга, названия *Prosomys* и *Promimomys* синонимичны. В настоящее время род *Prosomys* в Старом Свете обнаружен только в Западной Сибири.

Наличие представителей рода *Promimomys* в понте Украины [Присяжнюк, Шевченко, 1987; Присяжнюк и др., 1994; Fejfar et al., 1997] опровергнуто В.А. Несиным [1996], выделившим здесь новый род *Baranarviomys*, который по строению последнего нижнего моляра не может быть предком рода *Promimomys*. *Promimomys sp.* из местонахождения Мугурены [Вангенгейм, Певзнер, Тесаков, 1995], представленный единственным первым нижним моляром, не имеет характерных родовых признаков и не может быть точно идентифицирован.

Неполнота палеонтологического материала по мелким млекопитающим не позволяет достаточно определенно провести корреляцию пограничных континентальных отложений миоцена и плиоцена в Восточной Европе, а также трассировать ее во внутриконтинентальные районы Северной Азии. Учитывая, что известные представители рода *Promimomys* в Западной Европе, где возможна наиболее детальная и точная корреляция континентальной шкалы с эталонной средиземноморской последовательностью неогена, появляются значительно выше границы между миоценом и плиоценом, этот рубеж следует проводить в интервале ниже исаковской свиты Омского Прииртышья, относимой к MN 14 шкалы млекопитающих неогена [Зыкин, Зажигин, 2004]. Сузив интервал стратиграфической шкалы, рассмотрим палеоклиматические и палеомагнитные данные новостаничной и рытовской свит.

Новостаничная свита в наиболее полном ее разрезе у г. Омска (пос. Новая Станица) на р. Иртыше, являющемся стратотипом, представляет законченный цикл озерного осадконакопления, сложенный сероцветными отложениями мощностью 17 м. Нижняя часть цикла формировалась в гумидных условиях, верхняя – по-видимому, в семиаридных условиях при зарастании и заполнении озерной котловины. Свита имеет отчетливую палеонтологическую характеристику. Фауна мелких млекопитающих из базального горизонта новостаничной свиты первоначально была отнесена к наиболее ранней стадии русциния [Зажигин, Зыкин, 1984; Зыкин, Зажигин, Присяжнюк, 1989б]. В настоящее время эта фауна помещается В.С. Зажиным в верхнюю часть туролия (верхняя часть зоны MN 13), главным образом по присутствию рода *Prosomys*, а также *Lophocricetus* (*Paralophocricetus*) *afanasievi* Savinov [Зажигин и др., 2002]. Наличие среди теплолюбивых сино-индийских и западно-сибирских видов пресноводных моллюсков (55 %) большого количества палеарктических представителей (до 45 %) и гидрофильных элементов

среди наземных моллюсков свидетельствует о более холодном и влажном климате в новостаничное время, чем в последующее рытовское время. Палеомагнитные исследования стратотипа новостаничной свиты [Вангенгейм, Певзнер, Тесаков, 1995; Гнибиденко, 1989, 1990] показали, что ее нижняя часть, представленная светло-серым мелкозернистым песком и алевроитом, намагничена прямо, верхняя, сложенная темными зеленовато-серыми глинами с карбонатными конкрециями, имеет обратную намагниченность.

Рытовская свита, представляющая также законченный цикл осадконакопления мощностью до 12 м, формировалась в значительно более теплых климатических условиях. Нижняя ее часть, сложенная как речными (разрезы у поселков Черлак и Лежанка, у г. Павлодара на Иртыше), так и озерными отложениями (разрез у пос. Борки на Ишиме), обычно окрашена в коричневато-красные и светло-коричневые тона. Ранее [Зажигин, Зыкин, 1984] в разрезе у пос. Черлак, как и в разрезе у пос. Новая Станица, указывалось присутствие рода *Promimomys*, что заставляло принять русцинийский возраст рытовской свиты. Ревизия полевых черлакского местонахождения выявила наличие здесь рода *Prosomys*. Это вынуждает исключить русцинийский возраст черлакской фауны и отнести ее к заключительной стадии зоны MN 13 туролия. Малакофауна сохраняет преемственность от новостаничной. В ней также развиты виды преимущественно сино-индийских родов. Появляются эндемичные для плиоцена Западной Сибири роды *Tuberunio*, *Sibirunio*. Наличие в малакофауне рода *Ptychorhynchus*, обитающего ныне на юге КНР, и рода *Oxynaia*, приуроченного сейчас к Индокитаю, наряду с теплолюбивыми западно-сибирскими элементами, а также незначительное присутствие палеарктических элементов (31 %) свидетельствуют о значительном потеплении климата в рытовское время.

Рытовская свита черлакского разреза, по данным В.К. Шкатовой и ее соавторов [1987], а также З.Н. Гнибиденко [1989, 1990], в целом намагничена обратно с маломощными субзонами, расположенными на разных уровнях свиты в указанных публикациях. Очень интересна субзона прямой полярности, выявленная В.К. Шкатовой и ее соавторами [1987]; она завершает палеомагнитный разрез рытовской свиты.

С учетом принадлежности фауны млекопитающих новостаничной и рытовской свит к заключительной стадии туролия (верхи зоны MN 13), наличия в новостаничной и черлакской фаунах двух близких видов рода *Prosomys*, рода более архаичного, чем *Promimomys*, а также геологического взаимоотношения рассматриваемых свит [Зыкин, 1979] возможен единственный вариант корреляции магнито-стратиграфической последовательности новостаничной и рытовской свит с магнитохронологической шкалой

[Berggren et al., 1995b; Cande, Kent, 1992] – нижняя прямая зона разреза у пос. Новая Станица сопоставляется с верхней частью субхрона C3An.1n нормальной полярности, верхняя обратная зона новостаничного разреза соответствует нижней части обратного хрона C3r. Большая часть обратно намагниченной рытовской свиты с наибольшей вероятностью относится к верхам хрона обратной полярности C3r. Завершающая магнитостратиграфический разрез рытовской свиты субзона прямой полярности может трактоваться как нижняя часть хрона C3n4n (Тверь). В этом случае фауна млекопитающих рытовской свиты должна помещаться в верхи 13-й зоны млекопитающих неогена в интерпретации Х. Агусти и его соавторов [Agustí et al., 2001]. Наличие близких форм рода *Prosomys* (с более примитивной формой в новостаничном комплексе) не позволяет допустить значительного перерыва между накоплениями новостаничной и рытовской свит.

Соглашаясь с вышеизложенной интерпретацией палеомагнитных данных, существенное потепление климата вблизи нижней границы рытовской свиты следует принимать, вероятнее всего, за глобальное потепление климата на границе миоцена–плиоцена и, следовательно, проводить эту границу в Западной Сибири между новостаничной и рытовской свитами и, соответственно, между новостаничным и черлакским фаунистическими комплексами. По мнению В.С. Зажигина, с учетом истории развития и палеонтологической летописи мелких млекопитающих в неогене Евразии границу между миоценом и плиоценом удобнее проводить по смене рода *Prosomys* на *Promimomys*, т.е. между черлакским и исаковским комплексами млекопитающих и, соответственно, между рытовской и исаковской свитами. Последнему варианту противоречат данные о первом появлении в Западной Европе рода *Promimomys* у верхней границы субхрона C3n4n (Тверь) и помещение этой границы в верхнюю часть зоны млекопитающих MN 13, несколько ниже границы с зоной MN 14 у нижней границы субхрона C3n4n (Тверь) с возрастом 4,9 млн лет [Ibid].

Граница между плиоценом и четвертичной системой

Одна из наиболее дискуссионных проблем стратиграфии кайнозоя связана с проведением границы между неогеновой и четвертичной системами. Решениями Комиссии по стратиграфии Международного союза по изучению четвертичного периода и Комиссии по стратиграфии Международного союза геологических наук в 1984 г. эта граница формально проведена в разрезе морских отложений Врика в Южной Италии под

отложениями калабрийского яруса со стратотипом точки глобальной границы, непосредственно ниже мест первого появления вида остракод *Cytheropteron testudo* у вершины субзоны прямой полярности Олдувей. После уточнения астрономической хронологией возраст данного уровня оценивается в 1,81 млн лет [Berggren et al., 1995a]. В России эта граница принята МСК в 1991 г. Результатом указанных решений стали существенное изменение Общей стратиграфической шкалы четвертичной системы и включение в нее значительной части верхнего плиоцена. В связи с принятыми решениями возникли значительные трудности при точной идентификации принятой границы в различных районах мира, особенно во внутриконтинентальных районах, где отсутствуют многие корреляционные признаки проведения границы, пригодные для морских отложений. Одним из основных критериев ее проведения здесь являются палеомагнитные и палеоклиматические данные. Использование палеомагнитных критериев позволяет обнаружить палеомагнитную субзону Олдувей. Приблизительно близ этой границы происходит смена фауны млекопитающих среднего и верхнего виллафранка.

В Западной Сибири граница между неогеновой и четвертичной системами условно проведена внутри кочковского горизонта по смене подпуск-лебяжинского комплекса млекопитающих кизихинским, над слоями с флорами барнаульского типа, под отложениями с кочковским комплексом остракод [Мартынов и др., 1987]. Единственным хорошо охарактеризованным палеонтологически разрезом в Сибири, где удалось обнаружить субзону Олдувей, является разрез на р. Битеке (правый приток Ишима) [Зыкин, Зажигин, Казанский, 1991; Зыкин и др., 2003; Казанский, Зыкин, 1991]. Он предлагается в качестве регионального стратотипа границы между неогеновой и четвертичной системами для Северной и Центральной Азии. Дополнительное изучение разреза позволило уточнить детали его строения, распределение палеонтологических остатков и палеомагнитную характеристику.

Геологическая последовательность плиоцена и эоплейстоцена, вскрытая Битеке, известна как один из основных опорных разрезов для верхнего кайнозоя Северной Азии [Зыкин, Зажигин, Присяжнюк, 1987]. Разновозрастные отложения разреза содержат многочисленные остатки крупных и мелких млекопитающих, пресноводных и наземных моллюсков, остракод и растений. В обнажении на правом берегу Битеке в 1,5 км выше устья Кызыл-Айгира вскрывается одна из наиболее полных и богатых палеонтологическим материалом последовательностей верхнего плиоцена и эоплейстоцена, представленных муккурской и карагашской свитами. Фрагменты этих свит накапливались с неравномерной скоро-

стью и латеральной стратификацией, что в значительной степени осложняет интерпретацию записи палеомагнитного сигнала и прослеживание в разрезе магнитозон как горизонтальных уровней.

Муккурская свита охарактеризована средневиллафранкской фауной млекопитающих, наземными и пресноводными моллюсками и остракодами муккурского комплекса [Там же; Казьмина, 1989]. Нижняя часть карагашской свиты с прямой полярностью содержит своеобразную фауну мелких млекопитающих, среди полевок которой имеются только корнезубые формы. Она представлена *Desmana* sp., *Plioscirotopoda* sp., *Allactaga* sp., *Citellus* sp., *Mimomys* cf. *pliocaenicus*, *M. ex gr. coelodus – pusillus*, *Cromeromys newtoni*, *Villanyia* ex. gr. *prologuroides*, *Prosiphneus* sp. Эта фауна не имеет аналогов в Сибири и Европе. По морфологической характеристике зубов карагашские *Mimomys* и *Villanyia*, по мнению В.С. Зажигина [Зыкин и др., 2003], более архаичны, чем виды этих родов в стратотипическом местонахождении раздольинского комплекса. Сравнение с формами кизихинского комплекса не имеет смысла, т.к. ранее описанная фауна типового и единственного местонахождения этого комплекса переотложена из нескольких стратиграфических уровней и не может считаться единой. Фауна мелких млекопитающих низов карагашской свиты по эволюционному уровню развития микротин занимает промежуточное положение между лебяжьинским и раздольинским комплексами. В самой верхней, обратно намагниченной части карагашской свиты обнаружены остатки *Mimomys pusillus*, *Villanyia prologuroides*, *Allophaiomys pliocaenicus*, *Prolagurus pannonicus*, принадлежащие к эоплейстоценовому раздольинскому комплексу. Пресноводные моллюски карагашской свиты относятся к современным палеарктическим видам, обитающим и ныне на юге Западной Сибири. Среди наземных моллюсков в прямо намагниченной части карагашской свиты присутствует род *Parmacella*, живущий в настоящее время в Средней Азии, и вымерший вид *Gastrocopta (Sinabrinula) serotina*, близкий к современному индийскому виду *G. huttoniana*.

Палеомагнитное опробование муккурской и карагашской свит проведено в нескольких сечениях А.Ю. Казанским, а привязка палеомагнитных образцов к разрезу и местонахождениям фауны осуществлена В.С. Зыкиным. Установленная палеомагнитная зональность в сечениях карагашской и муккурской свит в целом отвечает таковой для интервала границы неогена – квартера [Там же, 2003]. В сводном магнитостратиграфическом разрезе выделено три монополярных интервала. Средняя часть муккурской свиты намагничена обратно (R1); верхняя часть муккурской свиты и нижняя часть карагашской свиты составляют зону прямой полярности (N1); вся вышележащая толща карагашской свиты намагничена об-

ратно (R3). Интервалы обратной полярности R1-R2 являются фрагментами зоны Матуяма. Согласно приведенным выше палеонтологическим данным, интервал прямой полярности N1 должен соответствовать субхрону Олдувей. Таким образом, граница неогеновой и четвертичной систем прослеживается в средней части карагашской свиты и определяется изменениями в фауне мелких млекопитающих, а также в фаунах пресноводных, наземных моллюсков и остракод: фиксируется их отчетливое обеднение на этой границе в связи с похолоданием климата. Основным биостратиграфическим критерием проведения границы между неогеном и четвертичной системой на юге Западной Сибири является появление непосредственно выше этой границы вида мелких млекопитающих *Allophaiomys pliocaenicus*.

Стратиграфия эоплейстоцена

Наименее детально для юга Западно-Сибирской равнины разработана стратиграфия эоплейстоцена. На этой территории эоплейстоцен местами залегает на верхнеплиоценовых иртышской и муккурской свитах, относящихся к континентальным аналогам выделенного недавно гелазского яруса [Rio et al., 1998], и образует почти непрерывную последовательность отложений плиоцена и эоплейстоцена. На юге равнины к эоплейстоцену относится кочковский горизонт, опирающийся на одноименную свиту и включающий разновозрастные песчано-глинистые свиты, подсвиты, пачки и слои [Волкова и др., 2002; Мартынов, 1980]. Они формировались в речных, озерных и субаэральных обстановках и локализованы в различных районах Западной Сибири. Стратиграфические подразделения нижней части кочковского горизонта в объеме, предложенном при его выделении [Архипов, 1971; Мартынов, 1968, 1980], выведены из его состава и отнесены к различным стратиграфическим интервалам плиоцена [Зыкин, Зажигин, Присяжнюк, 1989а]. Они накапливались в обстановках осадконакопления, отражающих более ранние, самостоятельные этапы геологического развития территории, чем отложения, отнесенные к его верхней части. К сожалению, стратотип горизонта и одноименной свиты в скважине 15 в пос. Кочки Алтайского края не охарактеризован биостратиграфически, палеонтологическая характеристика подстилающих и перекрывающих его отложений также отсутствует. Только самая верхняя часть свиты в страторегионе охарактеризована кочковским (убинским) комплексом остракод [Казьмина, 1980]. Неудачной является попытка сузить объем кочковского горизонта до объема эоплейстоцена, т.к. кочковский комплекс остракод содержится в верхнеплиоценовых аксорских слоях у пос. Лебяжье (оп-

ределения Т.А. Казьминой по сборам В.С. Зыкина) и, следовательно, интервал распространения комплекса и нижняя граница горизонта в стратотипе могут опускаться почти до нижней границы верхнего плиоцена. Неопределенность объема стратотипа кочковской свиты и горизонта, а также его низкое корреляционное значение препятствуют дальнейшему расчленению эоплейстоцена Западной Сибири как на литостратиграфической, так и на био- и климатостратиграфической основах. В связи с этим необходимо отказаться от кочковского горизонта, опирающегося на стратотип кочковской свиты, и заменить его на более полно палеонтологически охарактеризованное подразделение, которое имеет четкое стратиграфическое положение в эоплейстоцене Западной Сибири.

Из стратиграфических подразделений кочковско-го горизонта к эоплейстоцену относились только стратотипы, соответствующие времени существования кизихинского и раздольинского комплексов млекопитающих [Зажигин, 1980] и сопоставляющиеся с нижним и верхним эоплейстоценом. Наиболее четкую стратиграфическую позицию в верхнем плиоцене и низах эоплейстоцена занимает карагашская свита, распространенная в Приишимье Северного Казахстана в древних речных долинах и содержащая остатки мелких млекопитающих, которые по уровню развития видов *Mimomys* и *Villania* древнее раздольинских, одноименные комплексы пресноводных и наземных моллюсков и кочковский комплекс остракод [Зыкин, Зажигин, Присяжнюк, 1987]. В нижней части свиты установлена субзона прямой полярности Олдувей [Зыкин и др., 2003; Казанский, Зыкин, 1991], выше которой проходит нижняя граница эоплейстоцена.

Широкое распространение эоплейстоценовые отложения получили на Предалтайской равнине, где выделены троицкие, кизихинские и раздольинские слои [Адаменко, 1974; Зажигин, 1980]. К сожалению, стратотипы троицких и кизихинских слоев не принадлежат к эоплейстоценовым отложениям региона и содержат переотложенные остатки эоплейстоценовой фауны. Стратотип раздольинских слоев у пос. Раздолье на р. Алей является типовым местонахождением позднеэоплейстоценовой раздольинской (таманской) фауны мелких млекопитающих [Зажигин, 1980]. В Барабе к эоплейстоцену, по мнению большинства исследователей, относятся слабо охарактеризованные палеонтологически каргатская и убинская свиты.

На Приобской увалистой равнине эоплейстоцен представлен вдоль береговых разрезов р. Оби и в скважинах. Согласно принятой в настоящее время стратиграфической схеме МСК, нижней части эоплейстоцена соответствует барнаульская свита, охарактеризованная кизихинско-раздольинской фауной мелких млекопитающих [Там же], а верхней – ерестнинская свита, содержащая раздольинский (таман-

ский) комплекс млекопитающих. Из барнаульской свиты известны барнаульская семенная флора [Никитин, 1965; История..., 1970] с термофильными элементами и комплекс пресноводных моллюсков с *Corbicula* и *Borysthenia*. Палеомагнитные исследования плиоцен-четвертичных отложений [Поспелова, Ларионова, 1973] по скважинам 2-Е (пос. Елунино) и 3-Х (пос. Харьков) показали, что барнаульская свита и перекрывающая ее ерестнинская свита намагничены преимущественно обратно. Эта магнитозона сопоставлена с ортозоной обратной полярности Матуяма. В верхней части барнаульских отложений, на глубине 139–152 м от поверхности, в скважине 2-Е в обратно намагниченной зоне выявлена достаточно мощная субзона прямой полярности. Корреляция барнаульской свиты с муккурской свитой Северного Казахстана по фауне пресноводных моллюсков позволяет сопоставлять положительно намагниченную субзону в ее верхней части с субхроном Олдувей или субхроном C2n по шкале У.А. Берггрена и др. [Berggren et al., 1995a] и относить ее к верхнему плиоцену. Возрастной интервал субхрона C2n по этой шкале оценивается в 1,77–1,95 млн лет.

К ерестнинской свите приурочены тишинская и ерестнинская семенные флоры [Пономарева, 1982, 1986] и комплекс пресноводных моллюсков, представленный видами, обитающими и ныне на этой территории. В составе тишинской флоры отмечается первое появление холодолюбивых видов растений. Тишинская семенная флора и палинологические данные [История..., 1970] позволяют реконструировать в раннеерестнинское время лесостепные и степные ландшафты. Увеличение количества растений субальпийской и тундровой зон в ерестнинской семенной флоре и спорово-пыльцевых спектрах [Там же] свидетельствует о прогрессивном похолодании. Ерестнинская свита завершается малиновским педокомплексом, состоящим из трех почв гидроморфного типа, горизонтом лесса и нижней частью евсинского педокомплекса. В верхней почве малиновского педокомплекса обнаружена микротерофауна, занимающая по эволюционному уровню промежуточное положение между раздольинским и вяткинским комплексами мелких млекопитающих. По стратиграфическому положению она может быть отнесена к концу хрона Матуяма, между субхроном Харамильо и границей Брюнес–Матуяма [Архипов и др., 1997]. Таким образом, в настоящее время наиболее полным и хорошо охарактеризованным палеонтологически разрезом терминального плиоцена и эоплейстоцена следует считать, кроме биткейского, разрез Приобской увалистой равнины. В стратиграфической схеме Западно-Сибирской равнины вместо кочковского горизонта необходимо выделять ерестнинский горизонт, опирающийся на одноименную свиту.

Стратиграфия неоплейстоцена

Наиболее важной проблемой для стратиграфии неоплейстоцена Западной Сибири является разработка стратиграфической последовательности, сопоставимой с изотопно-кислородной шкалой глубоководных отложений океана [Bassinot et al., 1994] и полно отражающей глобальные климатические события, которые связаны с изменениями орбитальных параметров планеты. Среди континентальных образований Сибири к отложениям, содержащим адекватную запись этих событий, относятся лессово-почвенная последовательность [Kukla, 1977] и осадки длительно существующих озер [Prokopenko et al., 2001].

Среди континентальных отложений неоплейстоцена Западной Сибири глобальные изменения климата в масштабе времени орбитальных параметров наиболее полно отражает лессово-почвенная последовательность. Ее стратиграфические горизонты отчетливо соответствуют стадиям изотопно-кислородной шкалы океанических осадков и других глобальных записей климата [Добрецов, Зыкин, Зыкина, 2003]; следовательно, она является единственной эталонной шкалой для внутрирегиональных корреляций. Лессовая толща широко распространена на юге Западной Сибири. Здесь ее мощность достигает 120 м. Она имеет отчетливое циклическое строение – закономерное чередование лессовых, почвенных и криогенных горизонтов [Волков, Зыкина, 1991; Zykina, 1999]. В последние годы накоплен значительный новый материал о структуре лессовой толщи юга Западной Сибири. К настоящему времени изучено более 100 лессово-почвенных разрезов и проведена ревизия всех ранее опубликованных материалов. В 2003 г. буровой скважиной в карьере Ложок вскрыта непрерывная лессово-почвенная последовательность вплоть до аналогов 11-й изотопно-кислородной стадии. Детальная корреляция разрезов на основании прослеживания почвенных горизонтов и педокомплексов, имеющих одинаковые морфотипические признаки на большой территории, позволила уточнить ранее разработанную стратиграфическую схему субэкральной толщи [Волков, Зыкина, 1991] и установить полную лессово-почвенную последовательность юга Западной Сибири [Добрецов, Зыкин, Зыкина, 2003] (табл. 2). Хроностратиграфия лессово-почвенной толщи базируется на палеопедологических, палеомагнитных и палеонтологических исследованиях, данных радиоуглеродного и термолюминесцентного датирования [Архипов и др., 1997; Волков, Зыкина, 1991; Добрецов, Зыкин, Зыкина, 2003; Зыкина, Волков, Дергачева, 1981; Зыкина, Волков, Семенов, 2000; Зыкина, Круковер, 1988; Зыкина, Ким, 1989; Zander et al., 2003; Zykina, 1999; и др.].

Особое значение для корреляции и расчленения разрезов имеют ископаемые почвы. К основным осо-

бенностям строения лессовой толщи Западной Сибири относится чередование мощных лессовых горизонтов с педокомплексами, состоящими из почв, разделенных маломощными прослоями лессов. В полной лессово-почвенной последовательности Западной Сибири выделяется десять педокомплексов (с учетом современной почвы), разделенных мощными слоями лессов. Граница палеомагнитной инверсии Брюнес–Матуяма проходит внутри десятого евсинского педокомплекса [Зыкин, Зыкина, Орлова, 2000а; Zykina, 1999].

Ископаемые почвы, входящие в состав педокомплексов, формировались в периоды потеплений плейстоцена, о чем свидетельствуют возрастной диапазон аккумуляции современной почвы, морфотипические признаки плейстоценовых почв и интервалы их формирования, датированные различными методами. Общий уровень потепления и увлажнения, а также продолжительность теплых эпох отразились на интенсивности педогенеза, строении и мощности ископаемых почв. Оценку и сравнения интенсивности педогенеза в различные эпохи почвообразования предлагается проводить на основе полуколичественной характеристики по пятибалльной шкале [Добрецов, Зыкин, Зыкина, 2003]. При этом следует учитывать сложность организации и степень зрелости профиля конкретного типа почвы: а) дифференциацию профиля на генетические горизонты; б) мощность профиля и диагностирующих горизонтов; в) степень интенсивности проявления элементарных почвообразовательных процессов (гумусонакопление, оподзоливание, лессиваж, карбонатная аккумуляция и т.д.); г) микростроение основных горизонтов конкретного типа почвы; д) степень оглиненности горизонтов почв.

Состав и строение лессовой толщи отражают общую интенсивность атмосферной циркуляции. В эпохи слабой активности атмосферной циркуляции преобладало биогенное осадконакопление и формировались почвы; в эпохи активизации атмосферной циркуляции атмосфера была насыщена пылью, которая, осаждаясь, образовывала лессовые покровы. Каждый теплый интервал, запечатленный в субэкральной плейстоценовой толще в виде педокомплексов, отличается от предыдущего и последующего глубиной потепления и внутренней структурой. Две-три сближенные почвы одного типа, но разных подтипов либо разных типов почв, объединенных в педокомплексы, отражают структуру каждого потепления. Во всех педокомплексах лессово-почвенной последовательности нижняя почва, как правило, сохраняет признаки наиболее интенсивного проявления педогенеза и всегда имеет наибольшую мощность и, следовательно, наибольшую продолжительность и более высокий термический режим формирования почвенного профиля. Верхние почвы педокомплекса характеризуются обычно меньшей мощностью и

Таблица 2. Стратиграфическая схема лессово-почвенной последовательности плейстоцена юга Западной Сибири

Раздел	Звено, возраст, тыс. л. н.	Ледниковые и межледниковые горизонты	Комплексы млекопитающих	Палеомагнитная шкала	Изотопные стадии	Лессово-почвенная последовательность Западной и Средней Сибири (пк-педокомплекс)	Лессово-почвенная последовательность	Типы почв																																			
								лесс	тундровые	подзолы	серые, бурые лесные	черноземы слаборазвитые	черноземы выщелоченные	черноземы обыкновенные	каштановые	лугово-черноземные	луговые																										
НЕОПЛЕЙСТОЦЕН	Верхний	Сартанский	Фауна среднего и позднего плейстоцена	С	1	Современный пк																																					
					2	Баганский лесс (bg) Суминская почва (sm) Ельцовский лесс (el)																																					
					3	Искитимский пк (is)	Е	4	Тулинский лесс (tl)	Сухоложский пк																																	
																										5	Бердский пк (br)	Н	6	Сузунский лесс (sz)													
					9	Шипуновский пк (shp)	10	Шибавевский лесс (shb)																																			
																								11	Шадринский пк (shd)	Р	12	Морозовский лесс (mr)															
					13	Чарышский пк (chr)	Б	14	Даниловский лесс (dl)																																		
																								15	Володарский пк (vl)	16	Вяткинский лесс (vt)																
					17	Беловский пк (bl)	18	Салаирский лесс (sl)																																			
	19	Евсинский пк (ev)	20	Тальменский лесс (tm)																																							
					21	Малиновский пк (ml)	22	Лесс																																			
	Эоплейстоцен	Верхний	?Перерыв	Вяткинский (тираспольский) комплекс																				Матуяма																			
					Горно-филенский	Карай-Дубинского (Петропавловского) типа																																					

■ гумусовые горизонты почв

▨ иллювиальные горизонты почв

▣ интервал, имеющий ¹⁴C-даты

□ лессы

□ стадии потепления

▤ интервал, имеющий ТЛ-даты

■ криогенные образования

проработкой почвенного профиля; они развивались более короткое время в более прохладных климатических условиях. Хорошая сохранность педокомплексов в субэаральных разрезах свидетельствует об отсутствии перерыва в осадконакоплении между лесами и педокомплексами.

Детальное последовательное сопоставление строения лессово-почвенной толщи плейстоцена Запад-

ной Сибири и особенно строения педокомплексов со структурой теплых нечетных стадий изотопно-кислородной шкалы [Bassiot et al., 1994], теплых стадий байкальской летописи [Кузьмин и др., 2001; Goldberg et al., 2000; Prokopenko et al., 2001], записей температуры и пыли из ледяных кернов станции “Восток” в Антарктиде [Котляков, Лориус, 2000; Petit et al., 1999] и магнитной восприимчивости лессово-поч-

венной последовательности Китая [Kukla et al., 1990] позволило установить, что строение ископаемых педокомплексов в лессовой записи Западной Сибири отчетливо отражает структуру теплых нечетных стадий непрерывных глобальных последовательностей (см. рисунок), состоящих из сближенных теплых событий, разделенных относительно короткими холодными событиями [Добрецов, Зыкин, Зыкина, 2003]. Эта особенность позволяет использовать строение педокомплексов как для внутрорегиональных, так и для межрегиональных и глобальных корреляций.

Отчетливое совпадение времени формирования мощных лессовых горизонтов с холодными стадиями этих записей, а также обогащение пылью холодных интервалов антарктического и гренландских кернов [Котляков, Лориус, 2000; Biscaye et al., 1997; Petit et al., 1999] свидетельствуют о формировании лессов в периоды похолодания и аридизации климата (см. рисунок). Во время максимумов оледенений содержание пыли в атмосфере было в 30 раз выше, чем в течение максимумов межледниковий [Broecker, 2000].

Во время формирования лессовых покровов в Западной Сибири существовали холодные пустыни. В западной части Западно-Сибирской равнины формировались обширные дефляционные поверхности и замкнутые дефляционные котловины. Последние широко распространены на юге Западной Сибири; в них часто располагаются бессточные озера. Об их эоловом происхождении в аридном климате свидетельствуют пустынная мостовая, ветрогранники, карбонатная кора и пустынный загар на обломках и гальках коренных пород, растрескавшиеся крупные гальки и мелкие валуны на дне дефляционной котловины оз. Аксор в Павлодарском Прииртышье, которая образовалась в ермаковское оледенение, соответствующее 4-й морской изотопно-кислородной стадии [Зыкин и др., 2003], а также клинья усыхания на дне современной котловины оз. Чаны, выработанной во время сартанского оледенения во 2-ю морскую изотопно-кислородную стадию [Пульсирующее озеро Чаны, 1982]. Более древними образованиями являются, по-видимому, бессточные дефляционные котловины озер Кызыл-Как, Теке, Киши-Карой, Улькен-Карой. Глубина дефляционных котловин превышает 70 м. Эоловый вынос материала из дефляционных котловин происходил неоднократно во время эпох похолоданий и аридизаций климата.

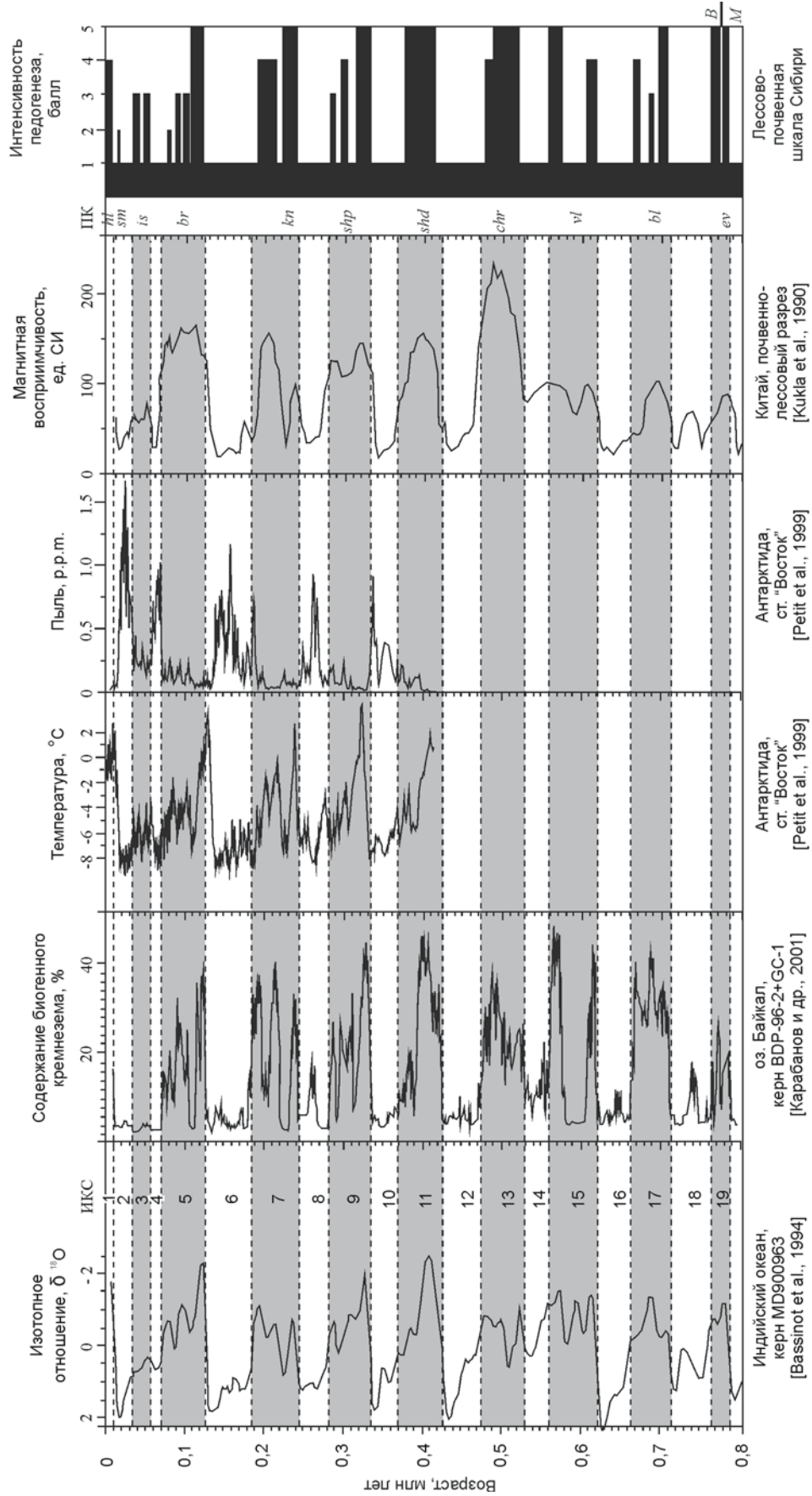
Кроме скульптурных форм эолового рельефа, в умеренной зоне Внутренней Азии широко распространены аккумулятивные формы рельефа, также генетически связанные с накоплением лессовых покровов. Так, в Западной Сибири к ним относятся хорошо сохранившийся гривный рельеф, образовавшийся во время последнего оледенения, и длительно формировавшиеся крупные увалы восточной части Кулунды [Волков, 1976]. Особенности распростране-

ния и ориентировка эолового рельефа, созданного во время оледенений, свидетельствуют, что его образование происходило при преобладающем воздействии воздушных масс западного переноса.

В последнее время существенное значение для корреляции четвертичных отложений приобрела непрерывная байкальская палеоклиматическая запись. Донные осадки озера вскрыты многочисленными короткими скважинами и четырьмя кустами глубоких скважин (BDP-93-1, BDP-93-2; BDP-96-1, BDP-96-2; BDP-98; BDP-99) в процессе выполнения международного проекта “Байкал бурение” [Карабанов и др., 2001; Кузьмин и др., 2001]. Осадочная толща имеет отчетливое циклическое строение, обусловленное чередованием слоев ила, обогащенного остатками диатомовых водорослей, и слоев, сложенных алевритовыми глинами с очень низким содержанием или полным отсутствием диатомей. Непрерывная запись изменений палеоклимата в осадках оз. Байкал продолжительностью более 10 млн лет основана на колебании содержания диатомовых водорослей и обусловленной этими флуктуациями динамике содержания биогенного кремнезема, а также на колебании геохимических индикаторов климата. Биогенный кремнезем, отражающий биологическую продуктивность озера, является чувствительным индикатором изменений климата: диатомовые илы и глины отлагались в течение межледниковых периодов, бездиатомовые алевритовые глины соответствовали холодным ледниковым интервалам [Безрукова и др., 1991].

Байкальская палеоклиматическая запись за последние 800 тыс. лет, представленная кривой изменения содержания биогенного кремнезема в осадках озера, хорошо совпадает с морской изотопно-кислородной кривой [Colman et al., 1995; Prokopenko et al., 2001; Williams et al., 1997]. Она включает 19 стадий. Пики биогенного кремнезема в байкальской записи, соответствующие теплым периодам, отождествляются с теплыми нечетными изотопно-кислородными стадиями. Минимумы сопоставляются с холодными ледниковыми этапами и относятся к четным изотопно-кислородным стадиям морской кривой.

Элементный анализ с использованием синхротронного излучения (РФФ-СИ) позволил получить высокоразрешающие геохимические записи сигналов палеоклимата в осадках озера и выявить несколько типов терригенных палеомаркеров, характеризующих похолодания и потепления климата [Goldberg et al., 2000]. Отношения Sr/Ba (Rb, Cs, Ti), U/Th, Zn/Nb, а также повышенное содержание U, Mo, Br, Eu, Tb, Yb, Lu положительно коррелируются с биогенным кремнеземом и маркируют теплые интервалы. Холодные периоды отличаются повышенным содержанием Th, Ba, Rb, Cs, La, Ce, Nd и высокими отношениями La(Ce, Ba)/Yb(Y, Zr).



Корреляция лессово-почвенной последовательности юга Западной Сибири с глобальными палеоклиматическими событиями

Спектральный анализ байкальских записей биогенного кремнезема [Colman et al., 1995; Williams et al., 1997] и геохимических индикаторов изменений климата [Goldberg et al., 2000] за последние 800 тыс. лет показал наличие в них основных орбитальных частот 100, 42 и 23–19 тыс. лет. Сходство байкальских записей изменения климата по количеству, амплитуде и форме пиков, а также проявлению орбитальных частот с морской изотопно-кислородной шкалой [Bassinot et al., 1994] позволяет утверждать, что климатические изменения в Сибири были обусловлены вариациями орбитальных параметров Земли и синхронно следовали глобальным климатическим флуктуациям [Кузьмин и др., 2001].

Несмотря на то, что главным индикатором климата в осадках Байкала является содержание створок диатомовых водорослей, обуславливающих чередование диатомовых илов и алевроитовых глин, причина корреляции этого параметра с изменениями глобального климата остается дискуссионной. Поскольку температурный режим не является решающим в биологической продуктивности диатомовых водорослей, изменения их содержания в различные интервалы плейстоцена [Грачев и др., 2002] предлагается рассматривать как результат действия нескольких факторов. Одним из основных факторов считается изменение мутности воды: резкое снижение мутности вод Байкала после окончания таяния горных ледников приводило к глубокой перестройке экосистемы озера и увеличению биологической продуктивности диатомовых водорослей [Безрукова и др., 1991]. Существенное значение для развития диатомовой флоры имеет присутствие в воде питательных веществ – растворенного кремнезема и фосфора [Гавшин, Бобров, Хлыстов, 2001; Лисицын, 1966]. Изменение скорости поступления биогенных элементов Si, P связывается с резким уменьшением скорости химического выветривания при снижении среднегодовой температуры на 6 °C [Грачев и др., 2002]. Другой причиной отсутствия поступления растворенного кремнезема в озеро и периодического исчезновения диатомовых водорослей является прекращение стока равнинных рек в озеро вследствие снижения интенсивности выпадения атмосферной влаги при аридизации климата во время максимума ледниковий [Гольдберг и др., 2005]. К перечисленным факторам, влиявшим на уменьшение содержания диатомовых в озере, следует добавить еще один [Dobretsov et al., 2006]. Он связан со значительным увеличением пыли в атмосфере во время ледниковых эпох [Broecker, 2000], которая, оседая на поверхность земли, формировала лессовые покровы. Пыль, в значительных количествах содержащаяся в атмосфере, снижала ее прозрачность, при попадании в воду увеличивала ее мутность и существенно влияла на осадконакопление. При выпадении на лед, продолжительность существования которого во время оледенений

могла увеличиться на два месяца [Шимараев, Гранин, Куимова, 1995] или значительно больше, пыль создавала экран для проникновения света. В настоящее время массовое цветение диатомовых водорослей в Байкале происходит весной подо льдом [Verkhovina, Kozhova, Kusner, 1997], поэтому увеличение пыли в атмосфере приводит к ослаблению фотосинтеза и значительному сокращению диатомовых водорослей во время аридизации и похолодания климата. Об аридизации климата во время оледенений в водосборном бассейне озера свидетельствуют наличие лессовых покровов в Байкальском регионе и присутствие ветрогранников в террасах Селенги [Базаров, 1986], указывающих на активную эоловую деятельность и временное прекращение стока в этой долине. Таким образом, байкальская климатическая летопись отражает не только глобальные изменения термического режима, но и существенные изменения аридизации климата, коррелирующиеся с температурой.

Сопоставление лессово-почвенной последовательности Западной Сибири с непрерывной байкальской записью биогенного кремния из осадков скважины ВДР-96-2 (см. рисунок), охватывающей возрастной интервал хрона Брюнес (0–780 тыс. лет) [Кузьмин и др., 2001; Prokopenko et al., 2001], показывает, что количество главных пиков и минимумов байкальской записи совпадает с количеством основных эпох почвообразования и лессонакопления. Педокомплексы соответствуют сгруппированным пикам BiSi, синхронизированным с нечетными стадиями изотопно-кислородной шкалы. Это свидетельствует о том, что обе последовательности отражают одинаковое количество крупных похолоданий и потеплений и что в средних широтах Сибири климатические изменения происходили синхронно. Вместе с тем, сравнение байкальской записи с лессово-почвенной последовательностью выявило, что в лессовой записи более полно представлены изменения климата в позднем плейстоцене. В лессово-почвенной последовательности Сибири отчетливо прослеживаются две искитимские почвы, менее развитые по сравнению с современной и соответствующие 3-й изотопно-кислородной стадии. В байкальской записи BiSi это время представлено одним очень слабым пиком [Кузьмин и др., 2001; Prokopenko et al., 2001].

Особенно хорошо совпадают лессовая запись Западной Сибири и запись температуры в ледяном керне на станции “Восток” в Антарктиде [Petit et al., 1999]. В Западной Сибири, как и в Антарктиде, наиболее сильные и продолжительные потепления соответствуют начальным подстадиям нечетных стадий; более поздние теплые события нечетных стадий выражены более слабо в обеих записях.

Совпадение лессово-почвенной последовательности Западной Сибири с непрерывными записями

климата [Кузьмин и др., 2001; Bassinot et al., 1994; Goldberg et al., 2000; Kukla et al., 1990; Petit et al., 1999], в которых спектральным анализом выявлены циклы ок. 20-, 40- и 100-тысячелетней периодичности, обусловленные изменениями орбитальных параметров планеты, указывает на наличие аналогичной периодичности и в лессовой толще [Добрецов, Зыкин, Зыкина, 2003]. В хроне Брунес здесь отчетливо доминирует 100-тысячелетний цикл, обуславливающий чередование мощных слоев лесса, которые соответствуют четным стадиям изотопно-кислородной кривой и педокомплексов, отвечающих нечетным стадиям. В течение большинства теплых эпох, относящихся к нечетным морским изотопным стадиям, осадконакопление контролировалось 20-тысячелетним орбитальным циклом. Оно выражено в педокомплексах в чередовании ископаемых почв и маломощных прослоев лесса. Орбитальный цикл продолжительностью 20 тыс. лет не нашел отражения в холодных эпохах среднего плейстоцена, во время которых в Западной Сибири формировались мощные толщи лесса, но в позднплейстоценовой лессовой записи он проявился отчетливо, обуславливая чередование шести слабо-развитых почв. В предыдущее время этот цикл, по-видимому, имел меньшую амплитуду и не отражался в лессовой записи средних широт Сибири.

Заключение

Таким образом, комплексное использование литолого-генетического, палеогеографического, палеоклиматического, палеомагнитного и различного рода биостратиграфических методов при достаточно полном и детальном изучении конкретных разрезов и строгой обоснованности выделения местных стратонивов позволило внести значительные коррективы в представления о строении осадочной толщи юга Западной Сибири, существенно уточнить стратиграфическую последовательность осадконакопления этого обширного региона и выявить многие геологические, биотические и климатические события глобального и регионального характера. Полученные данные показывают отчетливую синхронность и общий ход изменений климата и природной среды в позднем кайнозое Западной Сибири с глобальными климатическими событиями и свидетельствуют о едином механизме климатических изменений на планете.

Список литературы

- Агаджанян А.К., Ербаева М.А. Позднекайнозойские грызуны и зайцеобразные территории СССР. – М.: Наука, 1983. – 190 с.
- Адаменко О.М. Мезозой и кайнозой Степного Алтая. – Новосибирск: Наука, 1974. – 168 с.
- Архипов С.А. Четвертичный период в Западной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1971. – 329 с.
- Архипов С.А., Зыкина В.С., Круковер А.А., Гнибиденко З.Н., Шелкопояс В.Н. Стратиграфия и палеомагнетизм ледниковых и лессово-почвенных отложений Западно-Сибирской равнины // Геология и геофизика. – 1997. – № 6. – С. 1027–1048.
- Базаров Д.-Д.Б. Кайнозой Прибайкалья и Западного Забайкалья. – Новосибирск: Наука, 1986. – 182 с.
- Безрукова Е.В., Богданов Ю.А., Вильямс Д.Ф., Гранина Л.З., Грачев М.А., Игнатова Н.В., Карабанов Е.Б., Купцов В.М., Курьяев А.В., Летунова П.П., Лихошвай Е.В., Черняева Г.П., Шимараева М.К., Якушин А.О. Глубокие изменения экосистемы Северного Байкала в голоцене // Докл. АН СССР. – 1991. – Т. 321, № 5. – С. 1032–1037.
- Вангенгейм Э.А., Зажигин В.С., Певзнер М.А., Хоревина О.В. Граница миоцен – плиоцен в Западной Сибири и Центральной Азии (по палеомагнитным и биостратиграфическим данным) // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. – Новосибирск: Наука, 1984. – С. 167–171.
- Вангенгейм Э.А., Певзнер М.А., Тесаков А.С. Возрастные соотношения отложений плиоценовых аллювиальных равнин междуречья Прут – Южный Буг // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 1995. – Т. 3, № 1. – С. 61–72.
- Верхний плиоцен бассейна Верхнего Дона. – Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 1985. – 144 с.
- Волков И.А. Роль эолового фактора в эволюции рельефа // Проблемы экзогенного рельефообразования. – М.: Наука, 1976. – Кн. 1. – С. 264–269.
- Волков И.А., Зыкина В.С. Цикличность субэаральной толщи Западной Сибири и история климата в плейстоцене // Эволюция климата, биоты и среды обитания человека в позднем кайнозое Сибири. – Новосибирск: Изд-во Объединен. ин-та геологии, геофизики и минерал. сырья СО АН СССР, 1991. – С. 40–51.
- 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 СО РАН, филиал “ГЕО”, 2002. – 246 с.
- Гавшин В.М., Бобров В.А., Хлыстов О.М. Периодичность диатомовой седиментации и геохимия диатомовых илов озера Байкал в глобальном аспекте // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42, № 1/2. – С. 329–338.
- Гнибиденко З.Н. Магнитобиостратиграфический разрез и палеомагнитная характеристика плиоценовых отложений юга Западно-Сибирской равнины // Кайнозой Сибири и Северо-Востока СССР. – Новосибирск: Наука, 1989. – С. 18–26.
- Гнибиденко З.Н. Палеомагнетизм и магнитостратиграфия неогеновых отложений Прииртышья // Геология и геофизика. – 1990. – № 1. – С. 85–94.
- Гольдберг Е.Л., Чебыкин Е.П., Воробьева С.С., Грачев М.А. Урановый сигнал влажности палеоклиматов в осадках озера Байкал // Докл. АН. Сер. геол. – 2005. – Т. 400, № 1. – С. 72–77.

Грачев М.А., Горшков А.Г., Азарова И.Н., Гольдберг Е.Л., Воробьева С.С., Железнякова Т.О., Безрукова Е.В., Крапивина С.М., Легунова П.П., Хлыстов О.М., Левина О.В., Чебыкин Е.П. Регулярные осцилляции климата в масштабе тысячелетий и видообразование в озере Байкал. Основные закономерности глобальных и региональных изменений климата и природной среды в позднем кайнозое Сибири. – Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2002. – С. 107–121.

Деревянко А.П. Древнейшие миграции человека в Евразии и проблемы формирования верхнего палеолита // Археология, этнография и антропология Евразии. – 2005. – № 2. – С. 22–36.

Добрецов Н.Л., Зыкин В.С., Зыкина В.С. Структура лессово-почвенной последовательности плейстоцена Западной Сибири и ее сопоставление с байкальской и глобальными летописями изменения климата // Докл. РАН. Сер. геол. – 2003. – Т. 391, № 6. – С. 821–824.

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

Зажигин В.С., Зыкин В.С. К стратиграфии плиоцена юга Западно-Сибирской равнины (Омское Прииртышье) // Геология и геофизика. – 1983. – № 10. – С. 42–48.

Зажигин В.С., Зыкин В.С. Новые данные по стратиграфии плиоцена юга Западно-Сибирской равнины // Стратиграфия пограничных отложений неогена и антропогена Сибири. – Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР, 1984. – С. 29–53.

Зажигин В.С., Лопатин А.В., Покатилов А.Г. История Dipodoidea (Rodentia, Mammalia) в миоцене Азии. 5: Lophocricethus (Lophocricetinae) // Палеонтол. журн. – 2002. – № 2. – С. 62–75.

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

Зыкин В.С. Стратиграфия и униониды плиоцена юга Западно-Сибирской равнины. – Новосибирск: Наука, 1979. – 135 с.

Зыкин В.С., Зажигин В.С. Новый биостратиграфический уровень плиоцена Западной Сибири и возраст стратотипа нижне-среднемиоценового бещеульского горизонта // Докл. РАН. Сер. геол. – 2004. – Т. 398, № 2. – С. 214–217.

Зыкин В.С., Зажигин В.С., Зыкина В.С., Чиркин К.А. О выделении регионального стратотипа границы неогеновой и четвертичной систем для Северной и Центральной Азии // Вест. Том. гос. ун-та. Сер. Науки о земле (геология, география, метеорология, геодезия). – 2003. – № 3(2). – С. 77–80.

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.

Зыкин В.С., Зажигин В.С., Казанский А.Ю. К стратиграфии плиоцена и нижнего плейстоцена Омского Прииртышья // Тез. докл. Всерос. совещ. по изуч. четвертич. периода. – М., 1994. – С. 99.

Зыкин В.С., Зажигин В.С., Присяжнюк В.А. Стратиграфия плиоценовых и эоплейстоценовых отложений в долине р. Битеке (Северный Казахстан) // Геология и геофизика. – 1987. – № 3. – С. 12–19.

Зыкин В.С., Зажигин В.С., Присяжнюк В.А. Стратиграфия плиоцена юга Западно-Сибирской равнины //

Кайнозой Сибири и Северо-Востока СССР. – Новосибирск: Наука, 1989а. – С. 9–18.

Зыкин В.С., Зажигин В.С., Присяжнюк В.А. Статус новостаничной свиты и нижняя граница плиоцена на юге Западно-Сибирской равнины // Геология и геофизика. – 1989б. – № 8. – С. 18–24.

Зыкин В.С., Зыкина В.С., Орлова Л.А. Природная среда и климат теплых эпох четвертичного периода юга Западной Сибири // Геология и геофизика. – 2000а. – Т. 41, № 3. – С. 297–317.

Зыкин В.С., Зыкина В.С., Орлова Л.А. Основные закономерности изменения природной среды и климата в плейстоцене и голоцене Западной Сибири // Проблемы реконструкции климата и природной среды голоцена и плейстоцена Сибири. – Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2000б. – Вып. 2. – С. 208–228.

Зыкин В.С., Зыкина В.С., Орлова Л.А. Реконструкция изменений природной среды и климата позднего плейстоцена на юге Западной Сибири по отложениям котловины озера Аксор // Археология, этнография и антропология Евразии. – 2003. – № 4. – С. 2–16.

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

Зыкина В.С., Волков И.А., Семенов В.В. Реконструкция климата неоплейстоцена Западной Сибири по данным изучения опорного разреза Белово // Проблемы реконструкции климата и природной среды голоцена и плейстоцена Сибири. – Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2000. – Вып. 2. – С. 229–249.

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.

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. 4-го 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.

Казьмина Т.А. Неогеновые и четвертичные комплексы остракод юга Западной Сибири // Кайнозой Сибири и Северо-Востока СССР. – Новосибирск: Наука, 1989. – С. 66–71.

Карабанов Е.Б., Прокопенко А.А., Кузьмин М.И., Вильямс Д.Ф., Гвоздков А.Н., Кербер Е.В. Оледенения и межледниковья Сибири – палеоклиматическая запись из озера Байкал и его корреляция с Западно-Сибирской стратиграфией (эпоха полярности Брунес) // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42, № 1/2. – С. 48–63.

Котляков В.М., Лориус К. Четыре климатических цикла по данным ледяного ядра из глубокой скважины

на станции “Восток” в Антарктиде // Изв. Академии наук. Сер. геол. – 2000. – № 1. – С. 7–19.

Кузьмин М.И., Карабанов Е.Б., Каван Т., Вильямс Д., Бычинский В.А., Кербер Е.В., Кравчинский В.А., Безрукова Е.В., Прокопенко А.А., Гелетий В.Ф., Калмычков Г.В., Горегляд Г.К., Антипин В.С., Хомутова М.Ю., Сошина Н.М., Иванов Е.В., Хурсевич Г.К., Ткаченко Л.Л., Солотчина Э.П., Йошида Н., Гвоздков А.Н. Глубоководное бурение на Байкале – основные результаты // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42, № 1/2. – С. 8–34.

Лисицын А.П. Основные закономерности распределения современных кремнистых осадков и их связь с климатической зональностью // Геохимия кремнезема. – М.: Наука, 1966. – С. 37–89.

Мартынов В.А. Поздненеогеновые (раннеантропогеновые?) отложения юга Западной Сибири // Неогеновые и четвертичные отложения Западной Сибири. – М.: Наука, 1968. – С. 5–14.

Мартынов В.А. Кочковский региональный горизонт // Кочковский региональный горизонт Западной Сибири и его возрастные аналоги в смежных районах. – Новосибирск: Наука, 1980. – С. 6–15.

Мартынов В.А., Волкова В.С., Гнибиденко З.Н., Казьмина Т.А., Никитин В.П., Петрова В.П., Поспелова Г.А., Сердюк З.Я. Поиски неоген-четвертичной системы на юге Западно-Сибирской равнины // Граница между неогеновой и четвертичной системами в СССР. – М.: Наука, 1987. – С. 137–146.

Мейен С.В. Введение в теорию стратиграфии. – М.: Наука, 1989. – 216 с.

Несин В.А. Древнейшая ископаемая полевка (Rodentia, Cricetidae) из нижнего понта юга Украины // Вест. зоологии. – 1996. – № 3. – С. 74–75.

Никитин В.П. Семенные флоры четвертичных отложений Западно-Сибирской низменности // Основные проблемы изучения четвертичного периода. – М.: Наука, 1965. – С. 328–342.

Покатилов А.Г. Геология и фауна позднекайнозойских отложений в Прибайкалье // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1985. – № 9. – С. 52–64.

Пономарева Е.А. Тишинская флора позднего плиоцена юга Западно-Сибирской равнины // Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Сибири. – Новосибирск: Наука, 1982. – С. 107–116.

Пономарева Е.А. Ерестнинская флора из пограничных слоев позднего плиоцена и раннего плейстоцена Предалтайской равнины // Биостратиграфия и палеоклиматы плейстоцена Сибири. – Новосибирск: Наука, 1986. – С. 55–66.

Поспелова Г.А., Ларионова Г.Я. О возрасте отложений кочковской и красnodубровской свит по палеомагнитным данным (скважины Елунино и Харьково) // Методы и результаты палеомагнитного изучения осадочных формаций кайнозоя Западной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1973. – С. 42–59.

Присяжнюк В.А., Люльева С.А., Сливинская Г.В., Сябрай С.В. Палеонтолого-геофизическая характеристика понтических отложений в эталонном разрезе с. Виноградовки (Северо-Причерноморье) // Докл. АН Украины. – 1994. – № 7. – С. 99–103.

Присяжнюк В.А., Шевченко А.И. Точка прямой корреляции морских и континентальных нижнепонтических

образований // Докл. АН УССР. Сер. Б. Геол., хим. и биол. науки. – 1987. – № 6. – С. 23–25.

Пульсирующее озеро Чаны. – Л.: Наука, 1982. – 304 с.

Топачевский В.А., Несин В.А., Топачевский И.В. Биозональная микротериологическая схема (стратиграфическое распределение мелких млекопитающих – Insectivora, Lagomorpha, Rodentia) неогена северной части Восточного Паратетиса // Vest. Zool. – 1998. – Vol. 32, № 1/2. – P. 76–87.

Чумаков И.С. К проблеме границы миоцена – плиоцена в Эвксине // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2000. – Т. 8, № 4. – С. 84–92.

Шимараев М.Н., Гранин Н.Г., Куимова Л.Н. Опыт реконструкции гидрофизических условий в Байкале в позднем плейстоцене и голоцене // Геология и геофизика. – 1995. – Т. 36, № 8. – С. 97–102.

Шкагова В.К., Линькова Т.И., Минюк П.С. Опорный палеомагнитный разрез плиоцен-четвертичных отложений Омского Прииртышья (юг Западной Сибири) // Палеомагнетизм в геологии. – Магадан: Изд-во Северо-Вост. комплекс. науч.-исслед. ин-та ДВО АН СССР, 1987. – С. 30–43.

Agadzhanian A.K., Kowalski K. *Prosomys insuliferus* (Kowalskii, 1958) (Rodentia, Mammalia) from the Pliocene of Poland and of the European part of the U.S.S.R. // Acta Zool. Cracov. – 1978. – Vol. 23, N 3. – P. 29–54.

Agustí J., Cabrera L., Garcés M., Krijgsman W., Oms O., Parés J.M. A calibrated mammal scale for the Neogene of Western Europe. State of the art // Earth-Science Reviews. – 2001. – Vol. 52. – P. 247–260.

Bassinot F.C., Labeyrie L.D., Vincent E., Quidel-leur X., Shackleton N.J., Lancelot Y. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal // Earth and Planetary Science Letters. – 1994. – Vol. 126. – P. 91–108.

Berggren W.A., Hilgen F.J., Langereis C.G., Kent D.V., Obradovich J.D., Raffi I., Raymo M.E. Late Neogene chronology: New perspectives in high-resolution stratigraphy // GSA Bulletin. – 1995a. – Vol. 107, N 11. – P. 1272–1287.

Berggren W.A., Kent D.V., Swisher III C.C., Aubry M.-P. A Revised Cenozoic Geochronology and Chronostratigraphy // Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlations: A Unified Temporal Framework for an Historical Geology. SEPM, Special Publications. – 1995b. – N 54. – P. 129–212.

Biscaye P.I., Crousset F.E., Revel M., Van der Gaast S., Zielinski G.A., Vaars A., Kukla G. Asian provenance of glacial dust (stage 2) in the Greenland Ice Sheet Project 2 Ice Core, Summit, Greenland // J. Geophys. Res. – 1997. – Vol. 102. – P. 26765–26781.

Broecker W.S. Abrupt climate change: causal constraints provided by the paleoclimate record // Earth-Science Reviews. – 2000. – Vol. 51. – P. 137–154.

Cande S.C., Kent D. A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic // J. of Geophysical Research. – 1992. – Vol. 97, B 10. – P. 13917–13951.

Channell J.E.T., Rio D., Thunell R.C. Miocene/Pliocene boundary magnetostratigraphy at Capo Spartivento, Calabria, Italy // Geology. – 1988. – Vol. 16. – P. 1096–1099.

Colman S.M., Peck J.A., Karabanov E.B., Carter S.J., Bradbury J.P., King J.W., Williams D.F. Continental climate

response to orbital forcing from biogenic silica records in Lake Baikal // *Nature*. – 1995. – Vol. 378. – P. 769–771.

Dingle R.V., McArthur J.M., Vroon P. Oligocene and Pliocene interglacial events in the Antarctic Peninsula dated using strontium isotope stratigraphy // *J. of the Geological Society London*. – 1997. – Vol. 154. – P. 257–264.

Dobretsov N.L., Zykin V.S., Zykina V.S. Desertification of mid-latitude Northern Asia and global change periodicity in the Quaternary // *Environmental Security and Sustainable Land Use of Mountain and Steppe Territories of Mongolia and Altai*. NATO science series 2, Environmental security. – Dordrecht; Boston; L.: Springer, 2006. – P. 3–18.

Fejfar O., Heinrich W.-D., Pevzner M.A., Vangengeim E.A. Late Cenozoic sequences mammalian sites in Eurasia: an updated correlation // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 1997. – Vol. 133. – P. 259–288.

Goldberg E.L., Phedorin M.A., Grachev M.A., Bobrov V.A., Dolbnya I.P., Khlystov O.M., Levina O.V., Ziborova G.A. Geochemical signals of orbital forcing in the records of paleoclimates found in the sediments of Lake Baikal // *Nucl. Instr. and Meth. in Phys. Res. A*. – 2000. – Vol. 448, N 1/2. – P. 384–393.

Hilgen F.J. Extension of the astronomically calibrated (polarity) time scale to the Miocene/Pliocene boundary // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1991a. – Vol. 107. – P. 349–368.

Hilgen F.J. Astronomical forcing and geochronological application of sedimentary cycles in the Mediterranean Pliocene-Pleistocene // *Geologica Ultraiectina*. – 1991b. – N 93. – 139 p.

Hilgen F.J., Langereis C.G. The age of the Miocene-Pliocene boundary in the Capo Rosello area // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1988. – Vol. 91. – P. 214–222.

Kastens K.A. Did glacio-eustatic sea level drop trigger the Messinian salinity crisis? New evidence from Ocean Drilling Program Site 654 in the Tyrrhenian Sea // *Paleoceanography*. – 1992. – Vol. 7. – P. 333–356.

Kastens K., Mascle J. The geological evolution of the Tyrrhenian sea: an introduction to the scientific results of ODP Leg 107 // *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific results*. – 1990. – Vol. 107. – P. 3–26.

Kukla G.J. Pleistocene Land–Sea Correlations. 1. Europe // *Earth-Sci. Rev.* – 1977. – Vol. 13, N 4. – P. 307–374.

Kukla G., An Z.S., Melice J.L., Gavin J., Xiao J.L. Magnetic susceptibility record of Chinese Loess // *Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sci.* – 1990. – Vol. 81. – P. 263–288.

Lourens L.J., Antonarakou A., Hilgen F.J., Van Hoof A.A.M., Vergnaud-Grazzini C., Zachariasse W.J. Evaluation of the Plio-Pleistocene astronomical time scale // *Paleoceanography*. – 1996. – Vol. 11. – P. 391–413.

McKenzie J.A., Sprovieri R. Paleoceanographic conditions following the Earliest Pliocene flooding of the Tyrrhenian sea // *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific results*. – 1990. – Vol. 107. – P. 405–414.

Michaux J. Arvicolinae (Rodentia) du Pliocene terminal et du Quaternaire ancien de France et d'Espagne // *Palaeovertebrata*. – 1971. – Vol. 4, fasc. 5. – P. 137–214.

Müller D.W., Hodell D.A., Ciesielski P.F. Late Miocene to earliest Pliocene (9.8–4.5 Ma) of the paleoceanography

of the subantarctic southeast Atlantic: stable isotopic, sedimentologic, and microfossil evidence // *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific results*. – 1991. – Vol. 114. – P. 459–474.

Petit J. R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.-M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis M., Delaygue G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.Y., Lorius C., Pépin L., Ritz C., Saltzman E., Stievenard M. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica // *Nature*. – 1999. – Vol. 399. – P. 429–436.

Prokopenko A.A., Karabanov E.B., Williams D.F., Kuzmin M.I., Shackleton N.J., Crowhurst S.J., Peck J.A., Gvozdkov A.N., King J.W. Biogenic Silica Record of the Lake Baikal Response to Climatic Forcing during the Brunhes // *Quaternary Research*. – 2001. – Vol. 55. – P. 123–132.

Repenning Ch.A. Mandibular Musculature and Origin of the Subfamily Arvicolinae (Rodentia) // *Acta Zool. Cracov.* – 1968. – T. 13, N 3. – P. 1–72.

Rio D., Sprovieri R., Castradori D., Di Stefano E. The Gelasian Stage (Upper Pliocene): A new unit of the global standard chronostratigraphic scale // *Episodes*. – 1998. – Vol. 21, N 2. – P. 82–87.

Shackleton N.J., Hall M.A., Pate D. Pliocene stable isotope stratigraphy of Site 846 // *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific results*. – 1995. – Vol. 138. – P. 337–355.

Shotwell J.A. Hemphillian mammalian assemblage from northeastern Oregon // *Bull. Geol. Soc. America*. – 1956. – Vol. 67, N 6. – P. 717–738.

Van Couvering J.A., Castradori D., Cita M.B., Hilgen F.J., Rio D. The base of the Zanclean Stage and of the Pliocene Series // *Episodes*. – 2000. – Vol. 23, N 3. – P. 179–187.

Verkhozina V.A., Kozhova J.M., Kusner Y.S. Hydrodynamics as a limiting factor in Lake Baikal ecosystem // *Ecovision*. – 1997. – Vol. 6. – P. 73–83.

Weerd van de A. Early Ruscinian rodents and lagomorphs (Mammalia) from the lignites near Ptolemais (Macedonia, Greece), *Proc. Kon. ned. akad. wetensch.* – 1979. – Vol. B 82, N 2. – P. 127–170.

Williams D.F., Peck J., Karabanov E.B., Prokopenko A.A., Kravchinsky V., King J., Kuzmin M.I. Lake Baikal Record of Continental Climate Response to Orbital Insolation During the Past 5 Million Years // *Science*. – 1997. – Vol. 278. – P. 1114–1117.

Zander A., Frechen M., Zykina V., Boenigk W. Luminescence chronology of the Upper Pleistocene loess record at Kurtak in Middle Siberia // *Quaternary Science Reviews*. – 2003. – Vol. 22. – P. 999–1010.

Zijderveld J.D.A., Zachariasse W.J., Verhallen P.J.J.M., Hilgen F.J. The age of the Miocene-Pliocene boundary // *Newsletters on Stratigraphy* – 1986. – Vol. 16. – P. 169–181.

Zykina V.S. Pedogenesis and climate change history during Pleistocene in Western Siberia // *Anthropozoikum*. – 1999. – N 23: Quaternary of Siberia. *Quaternary Geology, Palaeoecology and Palaeolithic Archeology*. – P. 49–54.