

## ПРОБЛЕМЫ РАСЧЛЕНЕНИЯ И КОРРЕЛЯЦИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

В.С. Зыкин, В.С. Зыкина

### Введение

Западно-Сибирская равнина – один из регионов России, где континентальные четвертичные осадки представлены наиболее полно, имеют отчетливое циклическое строение, палеонтологически и геохронологически охарактеризованы. Это служит надежной основой для детального расчленения и точной корреляции отложений, позволяющей достоверно регистрировать палеоклиматические события и изменения природной среды. Уникальность Западно-Сибирской равнины для исследований изменений природной среды и климата определяется также 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.

Достоверность информации о закономерностях изменений природной среды и климата определяется состоянием стратиграфии и хронологии плейстоцена. 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 привели к качественному изменению этой информации. Детальность стратиграфических схем плейстоцена Западно-Сибирской равнины базируется на закономерной чередующейся смене как крупных похолоданий (ледниковые горизонты) и потеплений климата (межледниковые горизонты), так и более мелких колебаний.

Стратиграфия плейстоцена юга Западной Сибири изучена недостаточно полно. В статье рассмотрены 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 границы плиоцена и четвертичной системы в регионе, а также стратиграфии эоплейстоцена и субэарального неоплейстоцена. Одна из

основных проблем, возникающая при разработке шкалы любого стратиграфического интервала и поддержании стабильности в стратиграфической классификации – проведение и корреляция границ общих стратиграфических подразделений. Точное проведение этих границ в конкретных районах, удаленных от стратотипов границ на различное расстояние, а тем более во внутриконтинентальных районах, представляет 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 соотносить с рубежами изменения континентальных фаун и флор. Поэтому большинство границ общих стратиграфических подразделений в кайнозойских отложениях внутриконтинентальных регионов проводится достаточно условно. Тем не менее, комплексное применение 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 – 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, в которых можно провести достаточно точно рубежи между основными подразделениями общей шкалы с использованием этого принципа, и где имеются стратиграфические признаки, обладающие наибольшим корреляционным потенциалом и позволяющие проследить эти рубежи на значительные расстояния в регионе, следует принимать за региональные стратотипы границ общих стратиграфических подразделений.

### Результаты и проблемы исследований

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. лет назад 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. лет назад. После уточнения астрономической хронологией возраст этого уровня оценивается в 1,81 млн. лет назад [Berggren et al., 1995]. В международном стратотипическом разрезе Врика в Италии нижняя граница плейстоцена проходит у вершины субзоны прямой полярности Олдувей [Aguirre, Pasini, 1985]. В связи с принятием этой границы на уровне 1,81 млн. лет возникли значительные трудности при ее точной идентификации в различных районах мира. Особенно осложняется эта проблема 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 сводится к обнаружению палеомагнитной субзоны Олдувей. Приблизительно близ этой границы происходит смена фауны млекопитающих среднего и верхнего виллафранка.

Одним из путей, облегчающих проследивание границ общих стратиграфических подразделений в различных регионах, является выделение региональных стратотипов этих границ, обладающих значительным корреляционным потенциалом. В России эта граница принята Межведомственным стратиграфическим комитетом (МСК) в 1991 г. Для Западной Сибири нижняя граница плейстоцена на хронологическом уровне 1,81 млн. лет идентифицирована в опорном разрезе на р. Битеке (правый приток р. Ишим) 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 лебязьинской (средневиллафранкской, хапровской) фауны млекопитающих на карагашскую (поздневиллафранкскую, одесскую) на границе муккурской и карагашской свит. Этот разрез предлагается в качестве регионального стратотипа для Северной и Внутренней Азии. Граница фиксируется в нижней части карагашской свиты похолоданием климата, проявившимся в обеднении систематического состава фауны пресноводных и наземных моллюсков и остракод. Непосредственно выше этой границы появляется вид мелких млекопитающих *Allophaiomys pliocaenicus*.

Ревизия палеомагнитных данных, полученных Г.А. Поспеловой и Г.Я. Ларионовой в 1973 г. при исследовании плиоцен–четвертичных отложений Приобской возвышенной равнины по скважинам 2-Е (пос. Елунино) и 3-Х (Харьково), также позволила выявить в них субзону Олдувей. Барнаульская свита и перекрывающая ее ерестнинская свита в разрезах скважин намагничены преимущественно обратно. Эта магнитозона сопоставлена с ортозоной обратной полярности Матуяма. В верхней части барнаульских отложений (в интервале глубин 139–152 м от поверхности в скважине 2-Е) в обратно намагниченной зоне этими исследователями установлена не идентифицированная ими достаточно мощная субзона прямой полярности. Корреляция барнаульской свиты с муккурской свитой Северного Казахстана по фауне пресноводных моллюсков позволяет сопоставлять эту субзону прямой полярности с субхроном Олдувей или субхронем С2п шкалы У.А. Берггрена. Следовательно, по биостратиграфическим и палеомагнитным данным граница неогена и квартала фиксируется на Предальтайской равнине между барнаульской и ерестнинской свитами.

В настоящее время широко обсуждается вариант дальнейшего понижения нижнего рубежа четвертичной системы до нижней границы гелазского яруса на уровне 2,6 млн. лет назад, что соответствует первому глубокому похолоданию климата, связанному с началом оледенения Северного полушария. В этом случае граница проходит вблизи рубежа хронов Гаусс и Матуяма. В Западной Сибири этот рубеж переместится под иртышский горизонт, охарактеризованный лебязьинской фауной млекопитающих. Этот горизонт, являющийся возрастным аналогом гелазия Средиземноморья, включает иртышскую, барнаульскую и муккур-

скую свиты, а также нижнюю часть карагашской свиты. Единственным палеонтологически хорошо охарактеризованным разрезом, который следует рассматривать в качестве регионального стратотипа нижней границы квартера на этом уровне для Северной Азии, является обнажение на правом берегу долины р. Иртыша у пос. Лебяжье, где граница проходит между аксорской и иртышской свитами. В разрезе этот рубеж почти совмещен с границей хронов Гаусс и Матуяма [Зыкин и др., 1991]. На этом рубеже на юге Западно-Сибирской равнины заканчивается красноцветное осадконакопление. В муккурское время, по-видимому, стало возможным первое проникновение человека в Евразию. Определяющими при раннем расселении гоминид в Евразии следует считать распад зоны аридного климата в Передней и Средней Азии около 2,1 млн. лет назад и возникновение влажных и теплых условий, фиксируемых по появлению среди сино-индийской малакофауны Западной Сибири среднеазиатских и переднеазиатских родов *Corbicula*, *Corbiculina* и *Allocinma*.

Важный стратиграфический рубеж на юге Западно-Сибирской равнины представляет собой граница эоплейстоцена и неоплейстоцена (нижнего и среднего плейстоцена зарубежных схем), совпадающая с границей хронов Брюнес и Матуяма (Б–М). Близ этого рубежа на юге Западно-Сибирской равнины началось лессовое осадконакопление, связанное с аридизацией климата в холодные эпохи. В разрезах Приобской увалистой равнины (Песчанка, Вяткино, Белово, Володарка, Малиновка, Шелаболиха, Елунино, Гоньба), сложенных субэаральными отложениями, наблюдается практически полная стратиграфическая последовательность неоплейстоценовых отложений [Зыкина, 2006], позволившая при палеомагнитных исследованиях определить положение этой границы. Наибольшей стратиграфической полнотой из разрезов неоплейстоценовой толщи Западной Сибири обладает разрез Белово. В нем представлены почти все климатостратиграфические горизонты (без шипуновского педокомплекса (ПК) последней ортозоны Брюнес), отражающие основные климатические этапы осадконакопления четвертичного периода. Положение границы Б–М в этом разрезе отмечается разными авторами вблизи евсинского ПК, коррелируемого с 19-й изотопно-кислородной стадией. К этому ПК приурочено местонахождение ранневяткинской микротериофауны. Возрастными аналогами вяткинских фаун являются фауны тираспольского фаунистического комплекса, большая часть которых находится в прямо намагниченных отложениях (ортозона Брюнес), хотя известны отдельные местонахождения из обратно намагниченных слоев (ортозона Матуяма) – на

пример, Шамин с примитивной тираспольской фауной [Маркова, 1982]. Граница Б–М проводилась либо внутри педокомплекса [Мотузко, Фаустов, 1972; Архипов и др., 1973], либо в суглинке под ним [Разрез новейших..., 1978; Большаков, Свиточ, 1988; Большаков, 2007]. По данным Т.А. Поспеловой и А.Н. Зудина [1967], последний обратно намагниченный образец был отмечен выше педокомплекса. Палеомагнитные данные, полученные З.Н. Гнибиденко [Архипов др., 1997], показывают, что все отложения, вскрывающиеся в разрезе Белово, намагничены по современному магнитному полю. В балке Благодатная зона обратной намагниченности не выявлена, отмечаются только два интервала в лессовидных суглинках над и под евсинской палеопочвой; породы верхнего интервала имеют аномальную намагниченность, а нижнего – обратную. Обратно намагниченными оказываются лишь залегающие под песками суглинки; в балке Благодатная они уходят под урез воды, а вскрываются в разрезе, расположенном выше по течению Оби. Исходя из этих данных, границу Б–М следует проводить стратиграфически ниже евсинского ПК, в основании песков.

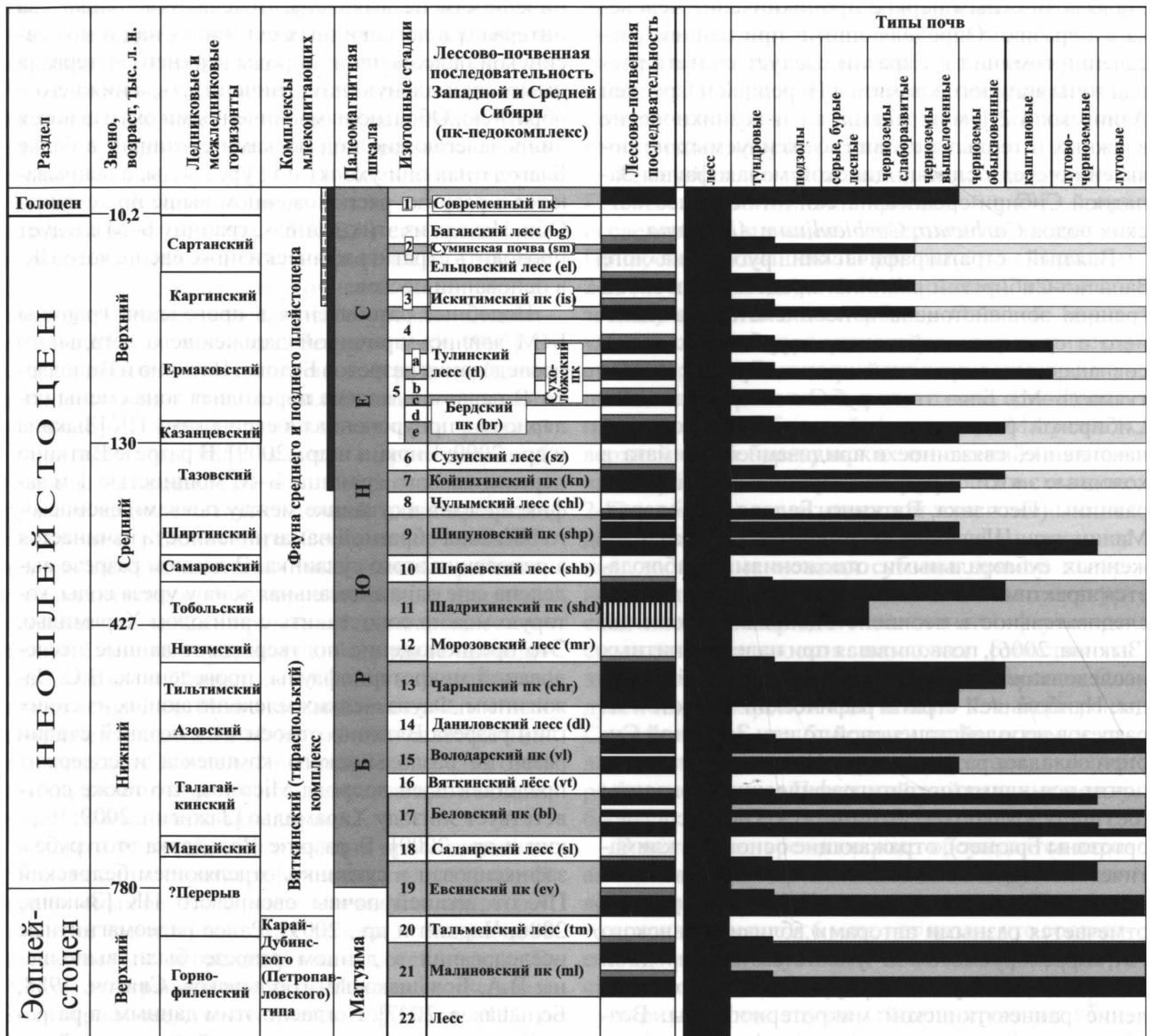
Подобные разночтения в проведении границы Б–М явились причиной дальнейшего детального исследования разрезов Белово, Вяткино и Володарка. В первом выявлена переходная зона смены полярности, приуроченная к евсинскому ПК [Зыкина и др., 2000; Чиркин и др., 2009]. В разрезе Вяткино переходная зона границы Б–М мощностью 1 м зафиксирована в суглинке между почвами евсинского ПК. Зона обратной намагниченности начинается в основании этого суглинка. В данном разрезе выделена еще одна аномальная зона у уреза воды, которую можно сопоставить с эпизодом Харамилью. Это предположение подтверждают данные исследований микротериофауны, проведенные В.С. Зажигиным. Фауна мелких млекопитающих из синих глин разреза Вяткино относится к поздней стадии развития раздольнинского комплекса и содержит представителей подрода *Microtus*, что также соответствует эпизоду Харамилью [Зажигин, 2009; Чиркин и др., 2009]. В разрезе Володарка этот рубеж зафиксирован в суглинке, отделяющем беловский ПК от нижней почвы евсинского ПК [Зыкина, 2006; Чиркин и др., 2009]. Ранее палеомагнитные исследования в данном разрезе были выполнены В.А. Большаковым [Большаков, Свиточ, 1988, Большаков, 2007]. Согласно этим данным, в разрезе Володарка, повторяющем строение нижней части разреза Белово, фиксируются два перехода от обратной к прямой полярности. Нижний интервал прямой намагниченности сопоставляется в указанных работах с эпизодом Харамилью (как можно понять из описания, его нижняя граница проходит

над почвой малиновского ПК), а граница Б–М проводится по верхней почве беловского ПК, т.е. существенно выше евсинского ПК.

Важной задачей стратиграфии неоплейстоцена Западной Сибири является разработка стратиграфической последовательности, сопоставимой с изотопно-кислородной шкалой глубоководных отложений Мирового океана, наиболее полно отражающей глобальные климатические события, связанные с изменениями орбитальных параметров планеты. Среди континентальных отложе-

ний неоплейстоцена Западной Сибири наиболее полной стратиграфической шкалой в настоящее время является лессово-почвенная (Л–П) последовательность, стратиграфические горизонты которой отчетливо соответствуют стадиям изотопно-кислородной шкалы океанических осадков и других глобальных записей климата. Следовательно, она является единственной эталонной шкалой для внутри- и межрегиональных корреляций (рис. 1).

Лессовая толща в Западной и Средней Сибири широко распространена (между 50° и 60° се-



1 — гумусовый горизонт почв; 2 — иллювиальный горизонт почв; 3 — криогенные образования; 4 — лессы; 5 — стадии потепления; 6 — интервал, имеющий радиоуглеродные даты; 7 — интервал, имеющий ТЛ даты.

Рис. 1. Стратиграфическая схема лессово-почвенной последовательности плейстоцена Западной и Средней Сибири

верной широты; 70° и 110° восточной долготы); она занимает территорию лесостепной и отчасти степной зон, ее мощность колеблется от 6 м до 120 м. Наиболее достоверные сведения о климатических изменениях четвертичного времени получены в полных лессовых разрезах Западной Сибири, расположенных в умеренных широтах, где климатические колебания проявились наиболее четко. Толща циклично построена: закономерно чередуются мощные лессовые горизонты и педокомплексы, состоящие из ископаемых почв, прошедших стадию криогенеза. Таких полных циклитов в Л–П последовательности Сибири в хроне Брюнес установлено девять. При формировании лессовой толщи преобладали процессы аккумуляции, однако в северной краевой зоне лессонакопления, наиболее приближенной к зоне оледенения, в определенные интервалы плейстоцена происходило усиление процессов дефляции, приводивших к перерывам в Л–П последовательности. Однако и в этой зоне имеются разрезы, где субаэральное осадконакопление длительное время происходило почти непрерывно. Это разрезы Искитимского района близ г. Новосибирска, где сохранилась непрерывная Л–П последовательность верхнего и среднего неоплейстоцена; разрезы Приобской увалистой равнины и Кузнецкой котловины, где распространены почти все элементы неоплейстоцена; Куртаковский район (Средняя Сибирь), где наиболее полно представлен субаэральная верхняя неоплейстоцен.

В полной Л–П последовательности неоплейстоцена выделяется 9 ПК и 9 горизонтов лессовидных суглинков. Стратиграфическая последовательность и корреляция разрезов контролировались радиоуглеродными датами (от 35 тыс. лет назад и моложе); общностью в характере строения ископаемых почв и структуре педокомплексов, расположением их в рельефе; термoluminesцентным датированием; палеонтологическими остатками и положением границы Б–М. Палеомагнитные данные из разреза Мраморный (Верхнее Приобье) показывают, что граница Б–М проходит в суглинке над нижней евсинской почвой [Поспелова, Гнибиденко, 1982; Волков и др., 1984], а в разрезах Белово, Вяткино и Володарка (Приобская увалистая равнина) она установлена внутри педокомплекса [Зыкина и др., 2000, Чиркин и др., 2009]. Это определяет сопоставление евсинского ПК с 19-й стадией изотопно-кислородной шкалы, к которой приурочена граница Б–М [Bassinot et al., 1994]. Евсинский ПК содержит также ранневяткинскую микротериофауну, возрастным аналогом которой является фауна тираспольского комплекса [Архипов и др., 1997; Зыкина и др., 2000]. Таким образом, анализ полученных данных позво-

лил уточнить предыдущую стратиграфическую схему [Зыкина и др., 1981; Зыкина, Круковер, 1988; Волков, Зыкина, 1991; Архипов и др., 1997; Zykina, 1999; Зыкин и др., 2000; Унифицированная ..., 2000] и установить в эпохе Брюнес, начиная от голоценового горизонта, полную последовательность субаэральное осадконакопления на юге Сибири [Воробьева, Зыкина, 2002; Zander et al., 2003; Добрецов и др., 2003, Frechen et al., 2005; Зыкина, 2006; Zykina, Zykina, 2008; Зыкин и др., 2008].

Состав и строение лессовой толщи отражают общую интенсивность атмосферной циркуляции. Эпохи слабой активности атмосферной деятельности характеризовались биогенным осадконакоплением и формированием почв, образующих педокомплексы. Последние соответствуют теплым периодам плейстоцена и состоят из двух или трех почв, которые разделены лессами небольшой мощности. Во всех педокомплексах Л–П последовательности нижняя почва, как правило, сохраняет признаки наиболее интенсивного проявления педогенеза; она всегда имеет наибольшую мощность и, следовательно, наибольшую продолжительность и более высокий термический режим формирования почвенного профиля. Строение педокомплексов в лессовой записи Западной Сибири отчетливо отражает структуру теплых нечетных стадий непрерывных глобальных последовательностей, состоящих из сближенных теплых событий, разделенных относительно короткими холодными событиями [Добрецов и др., 2003; Zykina, Zykina, 2008; Зыкина, 2006]. Это легло в основу детального сопоставления строения лессовой толщи плейстоцена Западной Сибири (и особенно строения педокомплексов) со структурой теплых нечетных стадий изотопно-кислородной шкалы [Bassinot et al., 1994], теплых стадий байкальской летописи [Кузьмин и др., 2001; Goldberg et al., 2000], записей температуры и пыли из ледяных кернов станции Восток в Антарктиде [Petit et al., 1999; Котляков, Лориус, 2000] и магнитной восприимчивости Л–П последовательности Китая [Kukla et al., 1990] (рис. 2).

Так, сопоставление Л–П последовательности Западной Сибири с непрерывной байкальской записью биогенного кремния из осадков скважины ВDP-96-2, охватывающей возрастную интервал хрона Брюнес [Кузьмин и др., 2001], показало, что количество главных пиков и минимумов байкальской записи хорошо совпадает с количеством основных эпох почвообразования и лессонакопления в Западной Сибири [Добрецов и др., 2003, Зыкина, 2006; Zykina, Zykina, 2008]. Педокомплексы соответствует сгруппированным пикам BiSi, синхронизированным с нечетными стадиями изотопно-кислородной шкалы. Это свидетель-

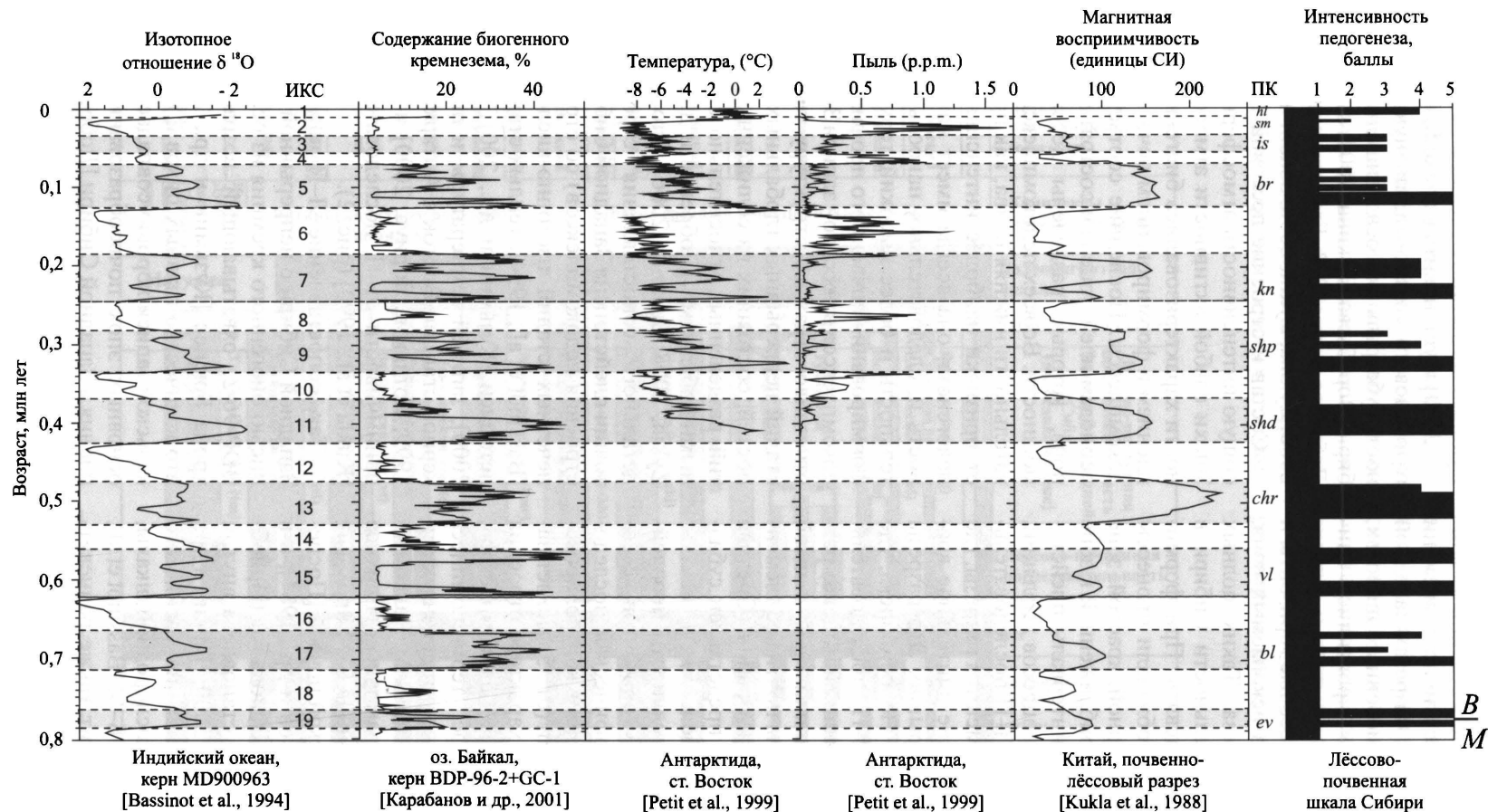


Рис. 2. Корреляция лёссово-почвенной последовательности юга Западной Сибири с глобальными палеоклиматическими событиями.

ствуется в пользу того, что количество крупных похолоданий и потеплений в обеих последовательностях одинаково, а также о том, что в средних широтах Сибири климатические изменения были синхронными. Однако в Л–П последовательности Сибири 3-я изотопно-кислородная стадия представлена более полно – двумя менее развитыми по сравнению с современной почвами. В байкальской записи BiSi это время отражено очень слабо, и выражено одним очень слабым пиком [Кузьмин др., 2001]. Особенно хорошим совпадением отличается лессовая летопись Западной Сибири с записью температуры в керне станции Восток. В лессовой записи, как и в ледяном керне, наиболее сильные и продолжительные потепления соответствует начальным подстадиям нечетных стадий, более поздние теплые события нечетных стадий в обеих записях выражены слабее (рис. 2).

Совпадение Л–П последовательности Западной Сибири с непрерывными записями климата [Bassinot et al., 1994; Кузьмин и др., 2001; Goldberg et al., 2000; Petit et al., 1999; Котляков, Лориус, 2000; Kukla et al., 1990], в которых спектральным анализом выявлены циклы с периодичностью около 20, 40 и 100 тыс. лет, обусловленные изменениями орбитальных параметров планеты, показывает наличие аналогичной периодичности и в лессовой толще. Подтверждением этому являются данные спектрального анализа FD временных серий, полученные по Л–П последовательности Сибири [Krivchinsky et al., 2008], которые показали присутствие сигналов Миланковича на 100 тыс. лет (эксцентриситет), 40 тыс. лет (наклонение орбиты) и 23 тыс. лет (прецессия). В хроно Брунес отчетливо доминирует цикл длиной в 100 тыс. лет, обуславливающий чередование мощных слоев лесса, соответствующих четным стадиям изотопно-кислородной кривой, и педокомплексов, отвечающих нечетным стадиям. В течение большинства теплых эпох, соответствующих нечетным морским изотопным стадиям, осадконакопление контролировалось орбитальным циклом продолжительностью 20 тыс. лет. Оно выражено в педокомплексах в чередовании ископаемых почв и маломощных прослоев лесса. Орбитальный цикл продолжительностью 20 тыс. лет не фиксируется в холодные эпохи среднего плейстоцена, во время которых в Западной Сибири формировались мощные толщи лесса, но в позднелепистоценовой лессовой записи он проявляется отчетливо, обуславливая чередование шести слаборазвитых почв.

Отчетливая синхронность эпох аридизации и увлажнения климата как в зоне западного переноса воздушных масс, так и регионах с муссонным климатом установлена в результате межрегиональной корреляции климатостратиграфических

горизонтов полной неоплейстоценовой Л–П последовательности Сибири с одновозрастными горизонтами лессовых провинций Средней Азии ([Додонов, 2002] и др.), Китая ([Liu, 1985; Kukla, 1987; Kukla et al., 1990] и др.) и Восточной Европы (Русская равнина – [Величко и др., 1992; Лессово-почвенная ..., 1997; Шик, 1993] и др.; Украина – [Веклич, 1968; Сиренко, Турло, 1986; Герасименко, 2004]), обладающими наибольшей полнотой стратиграфической и палеогеографической информации. Это подтверждает глобальность, общность хода и единый механизм эволюции климата [Зыкина, 2006]. В качестве сверточного стандарта использовались морские изотопно-кислородные стадии [Bassinot et al., 1994].

В эпохи активизации атмосферной циркуляции атмосфера была насыщена пылью, которая, осаждаясь, образовывала лессовые покровы. Отчетливое совпадение времени формирования мощных лессовых горизонтов с холодными (четными) стадиями изотопно-кислородной кривой, а также обогащение пылью холодных интервалов антарктического и гренландских кернов [Petit et al., 1999; Котляков, Лориус, 2000; Biscaye et al., 1997] свидетельствуют о формировании лессов в периоды похолодания и аридизации климата. Во время максимумов оледенений содержание пыли в атмосфере в 30 раз превышало ее количество в течение максимумов межледниковий [Broecker, 2000]. Накопление единых лессовых покровов в периоды похолодания свидетельствует о слабой географической дифференциации и возникновении гиперзональности. В это время существовали холодные пустыни, формировались обширные дефляционные поверхности и замкнутые дефляционные котловины. Примером последней является котловина озера Аксор в Павлодарском Прииртышье. Об ее золотом происхождении в условиях аридного климата свидетельствует наличие на дне котловины пустынной мостовой, ветрогранников, карбонатной коры и пустынного загара на обломках и гальках коренных пород, растрескавшихся крупных галек и мелких валунов. Возраст формирования котловины – ермаковское оледенение, соответствующее 4-й морской изотопно-кислородной стадии [Зыкин и др., 2003]. Замкнутой дефляционной котловиной, занятой бессточным озером, является современная котловина оз. Чаны. На дне ее обнаружены клинья усыхания, образовавшейся во время сартанского оледенения во 2-ю морскую изотопно-кислородную стадию (МИС) [Пульсирующее ..., 1982].

Детальные стратиграфические и палеогеографические данные получены для отложений сартанского оледенения оз. Аксор, соответствующих МИС-2 [Зыкин и др., 2003]. Согласно получен-

ным радиоуглеродным датам, формирование отложений началось с 24 тыс. лет назад. В разрезе выделено не менее восьми эпох кратковременных умеренно-холодных и влажных условий. В это время происходила деградация мерзлоты, сопровождаемая вытаиванием первично-песчаных жил, и трансгрессия озера. В течение восьми эпох сильных похолоданий и аридизации климата озерный водоем осушался, его дно промерзало, образовывались первично-песчаные жилы, происходила дефляция. Различия в температуре интервалов сильного и умеренного холода составляли от 9 до 17 °С. При определении продолжительности быстро сменяющихся эпох похолоданий и относительных потеплений климата возникает некоторая неопределенность из-за неточного возраста нижней границы сартанской эпохи. Принимая за нижний рубеж сартанской эпохи уровень 24–25 тыс. лет назад [Кинд, 1974], учитывая радиоуглеродную дату из верхней почвы в  $16210 \pm 850$  лет назад, а также исходя из наличия в этом интервале семи эпох резких потеплений и похолоданий климата, можно заключить, что наблюдаемые в разрезе циклы имеют продолжительность около 1100–1300 лет. Учитывая синхронность крупных эпох похолоданий и потеплений, по крайней мере в течение последних 500 тыс. лет [Broecker, 2000], следует считать западно-сибирские радиоуглеродные даты омоложенными и принимать границу каргинского и сартанского горизонтов согласно глобальной хронологии [Martinson et al., 1987] на уровне 28 тыс. лет.

При проведении границы МИС-2 и МИС-3 изотопно-кислородных стадий на уровне 28 тыс. лет [Bond et al., 1997] продолжительность климатических циклов увеличивается до 1600–1700 лет. Таким образом, выявленная в разрезе продолжительность циклических климатических изменений хорошо совпадает с установленными впервые во льдах Гренландии и осадках Северной Атлантики [Bond et al., 1993; Dansgaard et al., 1993] резкими изменениями температуры тысячелетней продолжительности. О совпадении этих событий также свидетельствуют данные о значительном увеличении пыли в атмосфере Северной Атлантики во время периодов сильного холода [Broecker, 2000] и о резко увеличении дефляции в Павлодарском Прииртышье во время формирования полигональных первично-песчаных структур. Самая поздняя озерная трансгрессия, осадки которой залегают выше последней датированной почвы, по-видимому, соответствуют времени последней дегляциации, начало которой зафиксировано в изотопно-кислородной записи осадков центральной части Северного Ледовитого океана на уровне 15700 лет назад [Stein et al., 1994].

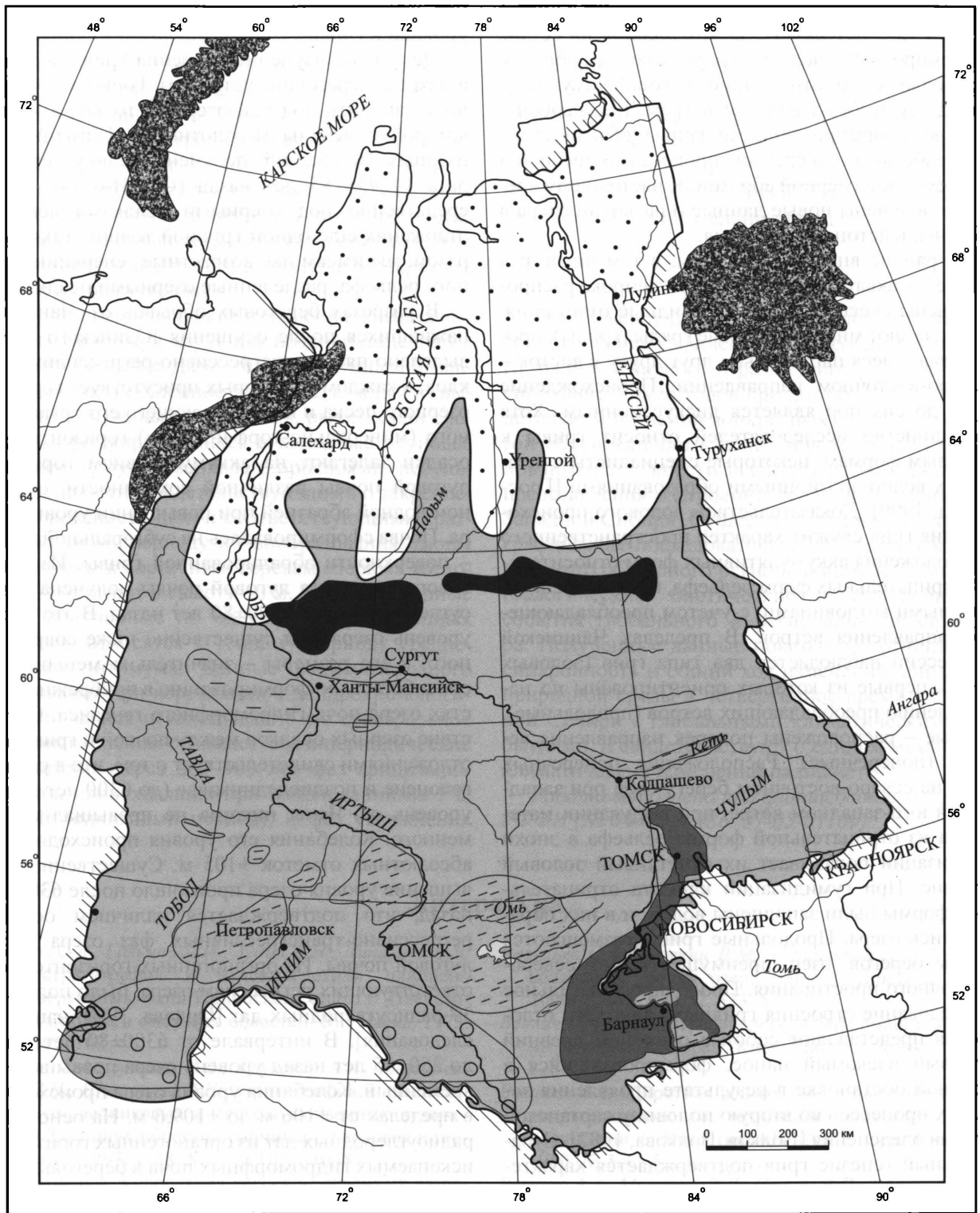
Для времени последнего (сартанского) оледенения проведен анализ распространения субэзральных (преимущественно эоловых) отложений и сложенных ими форм рельефа на территории Западно-Сибирской равнины. На основе оригинальных материалов и данных предыдущих исследователей ([Волков и др., 1969; Величко и др., 2007] и др.) составлен первый вариант карты распространения субэзральных эоловых отложений равнины, на которой показано, что Западная Сибирь в это время представляла огромную холодную пустыню с характерными для нее обстановками осадконакопления (рис. 3).

Одним из наиболее дискуссионных является вопрос об атмосферной циркуляции во время ледниковых эпох. Некоторые исследователи полагают существенное ослабление воздействия воздушных масс западного переноса в умеренных широтах вследствие общей перестройки атмосферной циркуляции над Северной Атлантикой [Величко, 1980; Додонов, 2002; Fairbridge, 1972]. Однако по соотношению дефляционных и аккумулятивных форм рельефа, формирующихся в эпохи оледенений, можно достаточно точно определить направления господствующих ветров.

На юге Западно-Сибирской равнины эти формы наиболее полно сохранились со времени последнего оледенения в виде районов распространения гривного рельефа и длительно формировавшихся крупных увалов восточной части Кулунды [Волков, 1976]. Расположение отрицательных дефляционных форм рельефа (озерных котловин) западнее аккумулятивных форм (грив) показывает значительное усиление циклонических ветров западного переноса, оказывающих мощное эрозионное и аккумулятивное воздействие на земную поверхность в умеренных широтах. В восточных районах Азии во время оледенений усилившийся западный перенос совпадал с интенсификацией зимних муссонов.

Осадки озер, расположенных в замкнутых бессточных котловинах внутриконтинентальных районов, служат прекрасным архивом изменений природной среды и климата. Климат играет значительную роль в образовании таких котловин и развитии в них внутриконтинентальных озер. Осадконакопление и колебания уровня озер напрямую связаны с изменениями их водного режима, термическими условиями и влажностью территории. Озерные отложения сохраняют диагностические признаки, свидетельствующие о различных палеогеографических и геологических условиях времени их формирования. Одним из таких бессточных водоемов является озеро Чаны. По данным И.А. Волкова [Волков, Волкова, 1982], замкнутая котловина образовалась в результате





**Рис. 3.** Распространение субэдральных эоловых отложений и эоловых форм рельефа во время последнего оледенения в Западной Сибири

1 – область распространения сарганского оледенения; 2 – область распространения перевеянных песков; 3 – субэдральные отложения с преобладанием эолового рельефа; 4 – Сибирские Увалы; 5 – граница Западно-Сибирской равнины; 6 – область грядного рельефа; 7 – увалы; 8 – область развития дефляционных котловин и эоловых песков.

дефляции во время глубокой аридизации климата (19–14 тыс. лет назад). За этот период на ее дне сформировались эоловые гривы, главным образом продольные по отношению к господствующим западным и юго-западным ветрам. Все первоначально сформировавшиеся гривы вблизи озера переработаны или срезаны процессами древней и современной озерной абразии. К настоящему времени получены новые данные о развитии озера в позднелепистоценовое время.

В районе впадины оз. Чаны, в том числе и в пределах акватории самого озера, широко распространены своеобразные лессовидные отложения. Они слагают многочисленные гряды (гривы), протягивающиеся параллельно друг другу в восток – северо-восточном направлении. Происхождение грив до сих пор является дискуссионным. Хотя большинство исследователей относит гривы к эоловым формам, некоторые специалисты считают их водно-эрозионными образованиями [Гросвальд, 1999]. Доказательством эолового происхождения грив служит характер пространственного расположения аккумулятивных форм относительно отрицательных форм рельефа, представленных озерными котловинами, с учетом преобладающего направления ветров. В пределах Чанинской депрессии наблюдается два типа грив (эоловых гряд), первые из которых ориентированы по направлению преобладающих ветров (продольные), вторые – расположены поперек направления ветров (поперечные). Расположение поперечных грив на северо-восточном берегу озер при западном и юго-западном ветре, при выдувании материала из отрицательной формы рельефа в эпохи аридизации показывает их отчетливый эоловый генезис. При гумидизации климата отрицательные формы были заполнены водой, и в них образовались озера. Продольные гривы размещаются вдоль берегов озер преимущественно северо-восточного простирания. Проводилось детальное исследование строения гривных толщ. Эти отложения представляют собой в основном древний эоловый влекомый нанос, формировавшийся в аридной обстановке в результате проявления эоловых процессов во вторую половину сартанской стадии оледенения [Волков, Волкова, 1982]. Субэральный генезис грив подтверждается характером границ между отдельными слоями, входящими в гривную толщу и не имеющими следов эрозионного воздействия водной среды; отсутствием материала водной сортировки и оглеения; присутствием горизонтов выветривания, слабо развитых почвенных горизонтов, мелких трещин усыхания. При формировании грив чередовались процессы аккумуляции эолового материала, дефляции, кратковременного развития почв, их растрескива-

ния и формирования слабо развитых карбонатных уровней и гипса.

Детальное изучение строения гривной толщи в разрезе берегового уступа оз. Горькое позволило установить под ней озерную толщу, в кровле которой отмечены мерзлотные деформации. Из озерных отложений получена радиоуглеродная дата  $14295 \pm 185$  лет назад (СОАН-6114). Непосредственно под озерными осадками вскрыты отложения еще одной гривной толщи. Таким образом, мы имеем две возрастные генерации гривного рельефа, разделенные озерными осадками.

В разрезах береговых обрывов оз. Чаны, обнажившихся после осушения Юдинского плеса, выделено пять трансгрессивно-регрессивных циклов, в каждом из которых присутствует горизонт озерного песка и перекрывающего его органогенного (минерально-торфянистого) горизонта. Эти осадки залегают на аккумулятивном горизонте луговой почвы различной сохранности, срезанном водной абразией при повышении уровня озера. Почва сформировалась на субэральной толще – поверхности абрадирующей гривы. Из гумусового горизонта луговой почвы получена радиоуглеродная дата  $6300 \pm 80$  лет назад. В это время уровень озера был существенно ниже современного, а его размеры – значительно меньше; это способствовало формированию в прибрежных частях озера почв гидроморфного генезиса. Отсутствие озерных осадков между почвой и гривными отложениями свидетельствует о том, что в раннем голоцене и позднеледниковье (до 6300 лет назад) уровень оз. Чаны никогда не превышал современного. Колебания его уровня происходили до абсолютных отметок +105 м. Существенное повышение уровня озера произошло после 6300 лет назад, что подтверждается наличием осадков регрессивно-трансгрессивных фаз озера выше луговой почвы. Из органогенных горизонтов, соответствующих регрессиям озера, было получено 37 радиоуглеродных дат [Орлова, 1990; наши исследования]. В интервале от  $6300 \pm 80$  лет назад до  $250 \pm 45$  лет назад уровень озера превышал современный. Колебания уровня озера происходили в пределах от +106 м до +109,6 м. На основании радиоуглеродных дат из органогенных горизонтов ископаемых гидроморфных почв в береговых разрезах озера (с учетом ревизии разрезов, опубликованных Л.А. Орловой [1990]) построена кривая изменения уровня озера за последние 2,5 тыс. лет [Зыкин и др., 2009]. По наличию на озерной террасе современной почвы, датированной  $250 \pm 45$  лет назад, установлено падение уровня озера до близкого к современному. После  $250 \pm 45$  лет назад колебания озера происходили вблизи современного уровня. Построенная кривая изменения

уровня оз. Чаны отражает квазипериодические изменения увлажнения в его бассейне с периодичностью около 300 лет. Но этом фоне происходили более короткопериодические изменения уровня [Васильев и др., 2006; Пульсирующее ..., 1982]. Итак, установлены три основные фазы изменения уровня озера Чаны: до 6300 лет назад – низкий уровень; от 6300 до 250 лет назад – максимальное повышение уровня, в пределах которого происходили его незначительные квазипериодические колебания; после 250 лет назад уровень озера стал близок к современному.

Короткопериодические изменения климата выявлены также при изучении позднеголоценового дюнного рельефа. Дюны на Предалтайской равнине имеют трехчленное строение; каждый из выделенных песчаных горизонтов, рыхлых или слоистых, сформировавшихся в холодные периоды, разделен гумусированными прослоями небольшой мощности, свидетельствующими о закреплении поверхности дюн и соответствующими кратковременному периоду почвообразования. Дюны приурочены к восточным берегам озерных котловин и достигают в высоту 10 м. Радиоуглеродные даты, полученные по одному из органогенных прослоев, относятся к теплому периоду средневекового оптимума. Данные радиоуглеродного датирования при корреляции с дендрохронологическими записями показывают, что субэаральное осадконакопление отражает квазипериодические чередования через 200–300 лет фаз аридизации климата, происходящих при похолодании на 1°C (малый ледниковый период), и фаз увлажнения

при температурах, близких к современным. Фазы аридизации совпадали с похолоданиями и характеризовались развитием эоловых процессов, усыханием озерных водоемов, дефляцией и формированием дюнного рельефа. В фазы относительного увлажнения и потепления на Предалтайской равнине в районах распространения эолового рельефа формировался почвенный покров, доминировали почвообразовательные процессы.

## Заключение

Комплексное применение литолого-генетического, палеогеографического, палеоклиматического, палеомагнитного и различного рода биостратиграфических методов при достаточно полном и детальном изучении конкретных разрезов и строгой обоснованности выделения местных стратонив позволило внести значительные коррективы в представления о строении осадочной толщи юга Западной Сибири. Существенно уточнена стратиграфическая последовательность осадконакопления этого обширного региона и выявлены многие геологические, биотические и климатические события глобального и регионального характера. Полученные данные показывают отчетливую синхронность и общий ход изменений климата и природной среды в четвертичное время в Западной Сибири с глобальными климатическими событиями, и свидетельствуют о едином механизме климатических изменений на планете.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (№ 04-05-64486, 07-05-01109).*

## Литература

- Архипов С.А., Галкина Л.И., Зудин А.Н., Липагина В.Я. Биостратиграфия и палеомагнетизм плиоцен-четвертичных толщ Приобского плато // Плейстоцен Сибири и смежных областей. М.: Наука, 1973. С. 103–108.
- 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. Т. 38. № 6. С. 1027–1048.
- Большаков В.А. Корреляция лессово-почвенных разрезов Белово и Володарка на реке Обь // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. М.: Изд-во ГЕОС, 2007. С. 6–10.
- Большаков В.А., Свиточ А.А. Новые палеомагнитные данные по отложениям красnodубровской свиты Приобского плато // Перспективы развития минерально-сырьевой базы Алтая. Тез. докл. Ч. 1. Барнаул: Научно-техническое горное общество СССР, 1988. С. 50–51.
- Васильев О.Ф., Савкин В.М., Сапрыкина Я.В. Анализ колебаний уровня озера Чаны // Доклады РАН. 2006. Т. 407. № 4. С. 533–536.
- Веклич М.Ф. Стратиграфия лессовой формации Украины и соседних стран. Киев: Наукова Думка, 1968. 238 с.
- Величко А.А. Широтная асимметрия в состоянии природных компонентов ледниковых эпох в Северном полушарии // Известия АН СССР. Сер. Географ. 1980. № 5. С. 5–23.
- 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.: Институт географии РАН, 1992. С. 115–140.
- Величко А.А., Тимирева С.Н., Кременецкий К.В., Мак-Дональд Г., Смит Л. Западно-Сибирская равнина в облике позднеледниковой пустыни // Известия РАН. Сер. Географ. 2007. № 4. С. 16–28.

- Волков И.А. Роль эолового фактора в эволюции рельефа // Проблемы экзогенного рельефообразования. Кн. 1. М.: Наука, 1976. С. 264–269.
- Волков И.А., Волкова В.С. Позднеледниковая и голоценовая история озер южной части Западно-Сибирской равнины по геологическим данным // Позднекайнозойская история озер в СССР. Новосибирск: Наука, 1982. С. 101–108.
- Волков И.А., Волкова В.С., Задкова И.И. Покровные лессовидные отложения и палеогеография юго-запада Западной Сибири в плиоцен–четвертичное время. Новосибирск: Наука, 1969. 328 с.
- Волков И.А., Зыкина В.С. Цикличность субаэральная толща Западной Сибири и история климата в плейстоцене // Эволюция климата, биоты и среды обитания человека в позднем кайнозое Сибири. Новосибирск: ОИГГМ СО АН СССР, 1991. С. 40–51.
- Волков И.А., Зыкина В.С., Семенов В.В. Нижняя граница четвертичной системы в субаэральная толще Западной Сибири // Стратиграфия пограничных отложений неогена и антропогена Сибири. Новосибирск: Институт геологии и геофизики СО АН СССР, 1984. С. 72–84.
- Воробьева Г.А., Зыкина В.С. Реконструкция почвенного покрова Сибири // Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130000 лет (Атлас-монография «Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии. Поздний плейстоцен–голоцен – элементы прогноза». Вып. 2). М.: Изд-во ГЕОС, 2002. С. 114–117.
- Герасименко Н.П. Развитие зональных ландшафтов четвертичного периода на территории Украины. Автореф. дисс. ... докт. геогр. наук. Киев, 2004. 43 с.
- Гросвальд М.Г. Евразийские гидросферные катастрофы и оледенение Арктики. М.: Научный мир, 1999. 120 с.
- 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 // Доклады РАН. 2003. Т. 391. № 6. С. 821–824.
- Додонов А.Е. Четвертичный период Средней Азии: стратиграфия, корреляция, палеогеография. М.: Изд-во ГЕОС, 2002. 250 с.
- Зажигин В.С. Комплексы мелких млекопитающих позднего плиоцена – раннего плейстоцена юга Западной Сибири. // Фундаментальные проблемы квартара: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Матер. VI Всероссийск. совещ. по изуч. четвертич. периода (Новосибирск, 19–23 октября 2009 г.) (в печати).
- 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., 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., Зыкина В.С., Орлова Л.А. Стратиграфия и основные закономерности изменения природной среды и климата в плейстоцене и голоцене Западной Сибири // Археология, этнография и антропология Евразии. 2000. № 1 (1). С. 3–22.
- 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 (16). С. 2–16.
- Зыкин В.С., Зыкина В.С., Орлова Л.А. Изменение природной среды и климата позднего кайнозоя Западной Сибири // Глобальные и региональные изменения климата и природной среды позднего кайнозоя Сибири (Интеграционные проекты СО РАН. Вып. 16). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. С. 173–245.
- Зыкин В.С., Зыкина В.С., Орлова Л.А., Чиркин К.А., Балакин П.В., Смолянинова Л.Г. О развитии озера Чаны в позднеэоплейстоцен–голоценовое время // Палеогеография, теория и практика: современные проблемы и перспективы. Барнаул: Изд-во АГУ, 2009. С. 95–98.
- Зыкина В.С. Структура лессово-почвенной последовательности и эволюция педогенеза плейстоцена Западной Сибири // Автореферат дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2006. 32 с.
- Зыкина В.С., Волков И.А., Дергачева М.И. Верхнечетвертичные отложения и ископаемые почвы Новосибирского Приобья. М.: Наука, 1981. 204 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. Вып. 2. Новосибирск: Изд-во Института археологии и этнографии СО РАН, 2000. 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. Тез. докл. Ч. 1. Барнаул: Научно-техническое горное общество СССР, 1988. С. 47–49.
- Казанский А.Ю., Зыкин В.С. Магнитостратиграфия опорного разреза плиоцена и эоплейстоцена в долине р. Битеке (Северный Казахстан) // Тезисы докладов 4-го Всесоюзного съезда по геомагнетизму. М.: Институт физики Земли РАН, 1991. С. 76.
- Кинд Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука, 1974. 255 с.
- Котляков В.М., Лориус К. Четыре климатических цикла по данным ледяного ядра из глубокой скважины на станции Восток в Антарктиде // Известия РАН. Сер. Географ. 2000. № 1. С. 7–19.
- Кузьмин М.И., Карабанов Е.В., Каваи Т., Вильямс Д., Бычинский В.А., Кербер Е.В., Кравчинский В.А., Безрукова Е.В., Прокопенко А.А., Гелетий В.Ф., Кал-

- мычков Г.В., Горегляд А.В., 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.
- Лессово-почвенная формация Восточно-Европейской равнины. Палеогеография и стратиграфия. М.: Наука, 1997. 144 с.
- Маркова А.К. Плейстоценовые грызуны Русской равнины (их значение для палеогеографии и стратиграфии). М.: Наука, 1982. 186 с.
- Мейен С.В. Введение в теорию стратиграфии. М.: Наука, 1989. 216 с.
- Мотузко А.Н., Фаустов С.С. О стратиграфическом положении границы палеомагнитных зон Брюнес–Матуяма в разрезе Белово // Корреляция новейших отложений Севера Евразии. Л.: Географическое общество СССР, 1972. С. 97–99.
- Орлова Л.А. Голоцен Барабы. Стратиграфия и радиоуглеродная хронология. Новосибирск: Наука, 1990. 125 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.
- Поспелова Г.А., Зудин А.Н. О расчленении плиоцен–четвертичных отложений Приобского плато (по палеомагнитным данным) // Геология и геофизика. 1967. № 6. С. 11–20.
- Пульсирующее озеро Чаны. Новосибирск: Наука, 1982. 304 с.
- Разрез новейших отложений Алтая. М.: Изд-во МГУ, 1978. 208 с.
- Сиренко Н.А., Турло С.И. Развитие почв и растительности Украины в плиоцене и плейстоцене. Киев: Наукова Думка, 1986. 186 с.
- Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины: Объяснительная записка. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2000. 64 с.
- Чиркин К.А., Смолянинова Л.Г., Зыкин В.С., Зыкина В.С., Зажигин В.С. О положении границы Брюнес–Матуяма в субаэральных отложениях юго-восточной части Западной Сибири // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Матер. VI Всероссийск. совещ. по изуч. четвертич. периода (Новосибирск, 19–23 октября 2009 г.) (в печати).
- Шик С.М. Климатическая ритмичность в плейстоцене Восточно-Европейской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1993. Т. 1. № 4. С. 105–109.
- Aguirre J., Pasini G. The Pliocene-Pleistocene boundary // Episodes. 1985. Vol. 8. P. 116–120.
- Bassinot F.C., Laberyrie L.D., Vincent E., Quidelleur 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 // Geological Society of America Bulletin. 1995. Vol. 107. P. 1272–1287.
- 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 // Journal of Geophysical Research. 1997. Vol. 102. P. 26765–26781.
- Bond G., Broecker W., Johnsen S., McManus J., Laberyrie L., Jouzel J., Bonani G. Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice // Nature. 1993. Vol. 365. P. 143–147.
- Bond G., Showers W., Cheseby M., Lotti R., Almasi P., de Menocal P., Priore P., Cullen H., Hajdas I., Bonani G. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and Glacial climates // Science. 1997. Vol. 278. P. 1257–1266.
- Broecker W.S. Abrupt climate change: causal constraints provided by the paleoclimate record // Earth-Science Reviews. 2000. Vol. 51. P. 137–154.
- Dansgaard W., Johnsen S.J., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Gundestrup N.S., Hammer C.U., Hvidberg C.N., Steffensen J.P., Sveinbjörnsdottir A.E., Jouzel J., Bond G. Evidence for general instability of past climate from 250 kyr ice record // Nature. 1993. Vol. 354. P. 218–220.
- Fairbridge R.W. Climatology of glacial cycle // Quaternary Research. 1972. Vol. 2. P. 283–302.
- Frechen M., Zander A., Zykina V., Boenigk W. The loess record from the section at Kurtak in Middle Siberia // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2005. Vol. 228. P. 228–244.
- Goldberg E.L., Phedorin M.A., Grachev M.A., Bobrov V.A., Dolbnya I.P., Khlystov O.M., Levina O.V., Ziborova G.A. Geochronological signals of orbital forcing in the records of paleoclimates found in the sediments of Lake Baikal // Nuclear Instruments and Methods in Physics Research A. 2000. Vol. 448. P. 384–393.
- Kravchinsky V.A., Zykina V.S., Zykina V.S. Magnetic indicator of global paleoclimate cycles in Siberian loess–paleosol sequence // Earth and Planetary Science Letters. 2008. Vol. 265. P. 498–514.
- Kukla G.J. Loess stratigraphy in Central China // Quaternary Science Reviews. 1987. Vol. 6. P. 191–219.
- Kukla G.J., 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 Sciences Series. 1990. Vol. 81. P. 263–288.
- Kutzbach J., Gallimore R., Harrison S., Behling P., Selin R., Laarif T. Climate and biome simulations for the past 21000 years // Quaternary Science Reviews. 1998. Vol. 17. P. 473–506.
- Liu T.S. Loess and the environment. Beijing: China Ocean Press, 1985. 251 p.
- Martinson D.G., Pisias N.G., Hayes J.D. Age-dating the orbital theory of the ice ages, development of high-resolution 0 to 300000-year chronostratigraphy // Quaternary Research. 1987. Vol. 27. P. 1–29.

- 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., Pepin L., Ritz C., Saltzman E., Stevenard M.* Climate and atmospheric history of the past 420000 years from the Vostok Ice core, Antarctica // *Nature*. 1999. Vol. 399. P. 429–436.
- Stein R., Nam S.-I., Schubert C.* The last deglaciation event in eastern Central Arctic Ocean // *Science*. 1994. Vol. 264. P. 692–696.
- 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.
- Zykina V.S.* Pedogenesis and climate change history during Pleistocene in Western Siberia // *Antropozoikum (Sborník Geologických Věd, Journal of Geological Sciences)*. 1999. Vol. 23. P. 49–54.
- Zykina V.S., Zysin V.S.* The loess-soil sequence of the Brunhes chron from West Siberia and its correlation to global and climate records // *Quaternary International*. 2008. Vols. 106–107. P. 233–243.