

УДК 551.793:551.791(470.11.6)

ЛЕДНИКОВАЯ РИТМИКА ПЛЕЙСТОЦЕНА

© 2003 г. С. Д. Николаев,* В. В. Писарева,** Н. Г. Судакова**

*Московский государственный университет, географический факультет, Москва

**Производственное геологическое объединение "Гидроспецгеология"

Министерства природных ресурсов, Москва

Поступила в редакцию 27.11.2000 г., получена после доработки 03.12.2001 г.

Проведена ревизия собственных и литературных палеогеографических данных за хрон Брюнес по ледниковой зоне Русской равнины на предмет выделения наиболее достоверной палеогеографической информации по ритмичности и интенсивности проявления климатических событий. На основании совместных биостратиграфических и литостратиграфических исследований показано, что в объеме неоплейстоцена на настоящий момент достоверно выделяются следы 7 ледниковых покровов. Последние маркируются моренными горизонтами и однозначно подтверждаются характерными диагностическими признаками. При этом предложены поправки к представлениям о границах максимального распространения некоторых морен. Площади распространения соответствующих покровов на Русской равнине направленно сокращались от максимального донского оледенения до поздневалдайского. Однако авторы не смогли прийти к согласованному решению вопроса о самостоятельности днепровского и московского оледенений.

Прослежены этапы развития растительных формаций Центра Русской равнины. Палеоботанические данные позволили выделить в рассматриваемом интервале времени, наряду с крупными климатическими ритмами, более кратковременные. Для раннего неоплейстоцена показано, что акуловское межледниковье по палеоботаническим данным тяготеет к эоплейстоцену. Показана сложная палеогеографическая структура последонских межледниковий.

Сопоставление континентальных данных с океаническими для соответствующих широтных зон, опирающееся на особенности иерархии интенсивности проявления климатических изменений в океане и на континенте, позволило валдайское время сопоставить со 2 и 4 изотопной стадиями, московское – с 6, днепровское – с 8, окское – с 12, донское – с 14, сетуньское – с 16. Показано совпадение более короткопериодных изменений климата по океанским и континентальным данным по меньшей мере с последонского времени.

Ключевые слова. Неоплейстоцен, Русская равнина, палеогеографические реконструкции, этапы развития растительности, ледниковая ритмика, корреляция континентальных и океанских климатических событий.

ВВЕДЕНИЕ

Начиная с работы А. Пенка и Е. Брюкнера 1909 г., считалось, что в плейстоцене было четыре эпохи великих оледенений, разделенных межледниковьями. Этим четырем оледенениям (пятое – дунай – было выделено в предгорьях Альп двадцать лет спустя) нашлись аналоги и на равнинах. Они были идентифицированы и в Западной Европе, и на Русской равнине, и в Северной Америке. В оледенениях выделяли ряд стадий и подстадий.

Широкое внедрение результатов изотопно-кислородных исследований, и особенно совместная работа Ч. Эмилиани и Н. Шеклтона, убедили в том, что за время палеомагнитной эпохи Брюнес в океане было 19 стадий потеплений и похолоданий (Emiliani, Shackleton, 1974). Применяя совместно изотопно-кислородный и фораминиферовый методы к одним и тем же высокоразре-

шающим длинным океанским колонкам, Дж. Ван-Донк показал, что роль температурного фактора в большинстве случаев не превышает 20%. Тем самым изотопные кривые по поверхностным видам планктонных фораминифер преимущественно отражают изменение объема льда на Земле (Van-Donk, 1976).

Соответственно изменились и представления о количестве ледниковых эпох на континентах. Континентальные исследователи стремились найти и на суше свидетельства девяти оледенений за хрон Брюнес, соответствующих количеству холодных четных изотопных стадий. Но до сих пор нет убедительного доказательства не только существования девяти разновозрастных моренных тел на континентах, но и общепризнанного количества ледниковых эпох даже в таком хорошо изученном регионе, как Русская равнина. Чтобы убедиться в этом, достаточно посмотреть хотя бы работы последнего десятилетия (Величко и др.,

1989; Судакова, 1990; Заррина, 1991; Величко, Шик, 1992; Зубаков, 1992; Шик, 1993; Алексеев и др., 1997; Андреичева и др., 1997; Красненков и др., 1997 и др.). При этом отнюдь не все выделенные на стратиграфических схемах ледниковые горизонты обоснованы фактическим материалом. Часть из них относится больше к логическим построениям их авторов.

Нет единого мнения и в расшифровке палеоклимата ряда межледниковий, по-разному оценивается ранг отдельных потеплений, остаётся дискуссионным их стратиграфическая привязка (Величко и др., 1989; Гричук, 1989; Зубаков, 1992; Писарева, 1997; Красненков и др., 1997; Величко и др., 1999 и др.). С развитием изотопно-кислородных исследований в океанах вообще на второй план отодвинулось представление о ранге ледниковых событий. Возможно, это связано с относительно равномерной амплитудой изменения сигнала на изотопных кривых.

Отсутствие надежных методов определения абсолютного возраста четвертичных отложений не только на континентах, но даже в океанах, где их возможности значительно шире, привело к развитию астростратиграфии (Johnson, 1982; Shackleton et al., 1990 и др.). Использование гармонического анализа выявило, что порядка 60% амплитуды климатических колебаний плейстоцена обеспечены периодическими изменениями орбитальных параметров с циклами около 100, 41 и 23 тыс. лет. Собственно такое совпадение цикличности изменений δO^{18} карбонатов раковин фораминифер и цикличности милаанковичевского механизма и дало возможность по-новому датировать изотопные стадии. Сейчас обычно принимаются датировки, предложенные Ф. Бассино с сотрудниками (Bassinot et al., 1994). Соответственно этому временное положение палеомагнитной границы Брюнес/Матуяма отодвинулось на рубеж 780 тыс. лет. Но вот положение ее в конкретных разрезах так же вызывает острую дискуссию. К примеру, то она относится к михайловскому (петропавловскому) горизонту (Былинский, 1992), то приурочена к границе между михайловским и платовским (Никифорова, 1982), то к верхней части петропавловского (Шик, 1993; Вангенгейм и др., 2001), то к границе петропавловского и покровского горизонта (Величко, Шик, 1992), то к покровскому горизонту (Поспелова и др., 1998) и т.д. Есть авторы, помещающие ее даже в ильинский горизонт.

Еще большее несоответствие существует между ледниковыми и южными лессово-почвенными разрезами. Если в бассейне Верхнего Дона между границей Матуяма/Брюнес (её предполагаемым вероятным положением) и воронской почвой помещается донская морена и до трех почвенных горизонтов, то в южных районах граница Матуя-

ма/Брюнес проводится в донском лессе, и вследствие этого в разрезах как бы выпадает существенный стратиграфический интервал. Очевидно, что и стратиграфическое положение границы Матуяма/Брюнес становится неопределенным, регионально различным (Фаустов и др., 1997).

Положение же этой границы являлось ключевым моментом в корреляции континентальных и океанских климатических событий. Сопоставление обычно проводится путем "подсчета событий сверху", что из-за неоднозначности интерпретации континентальных данных, естественно, приводит зачастую к несовпадающим результатам у разных авторов.

Например, допускается сопоставление ледниковых ритмов с нечетными изотопными ярусами. Так, сотрудники оледенение по схеме А.А. Величко с сотрудниками (Величко и др., 1989) соотносено с 19 изотопной стадией. Встречаются случаи сопоставления нескольких климатических ритмов с одной изотопной стадией: в схеме С.М. Шика (Шик, 1993) два сложно построенных подразделения нижнего неоплейстоцена – ильинский и покровский – соотносены с 18 изотопной стадией, причем два додонских ледниковых горизонта включены в ильинский горизонт, тогда как в схемах В.А. Зубакова (1992), Е.П. Зарриной (1991) первая додонская морена отвечает покровскому горизонту. Подобных примеров можно привести много.

Задачей своей работы мы поставили, опираясь как на опубликованные данные последних лет других авторов, так и на результаты собственных многолетних исследований на континентах и в океане, провести ревизию накопленного материала с попыткой выделить наиболее достоверные реконструкции. Затем на этой основе и с новых позиций иерархии изотопно-кислородных кривых провести корреляцию океанских и континентальных палеоклиматических событий первого ранга и хотя бы приблизительно оценить возможность выделения более высокочастотных событий.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В основу построений положены результаты многолетних экспедиционных и лабораторных исследований, проведенных авторами в древнеледниковой области Русской равнины (рис. 1), и критическое рассмотрение имеющегося собственного и обширного опубликованного материала как по суше, так и по океану. Выполненное обобщение базируется на анализе репрезентативного материала, включающего результаты комплексного литологического, минералогического, петрографического, карпологического, палинологического и диатомового анализов,

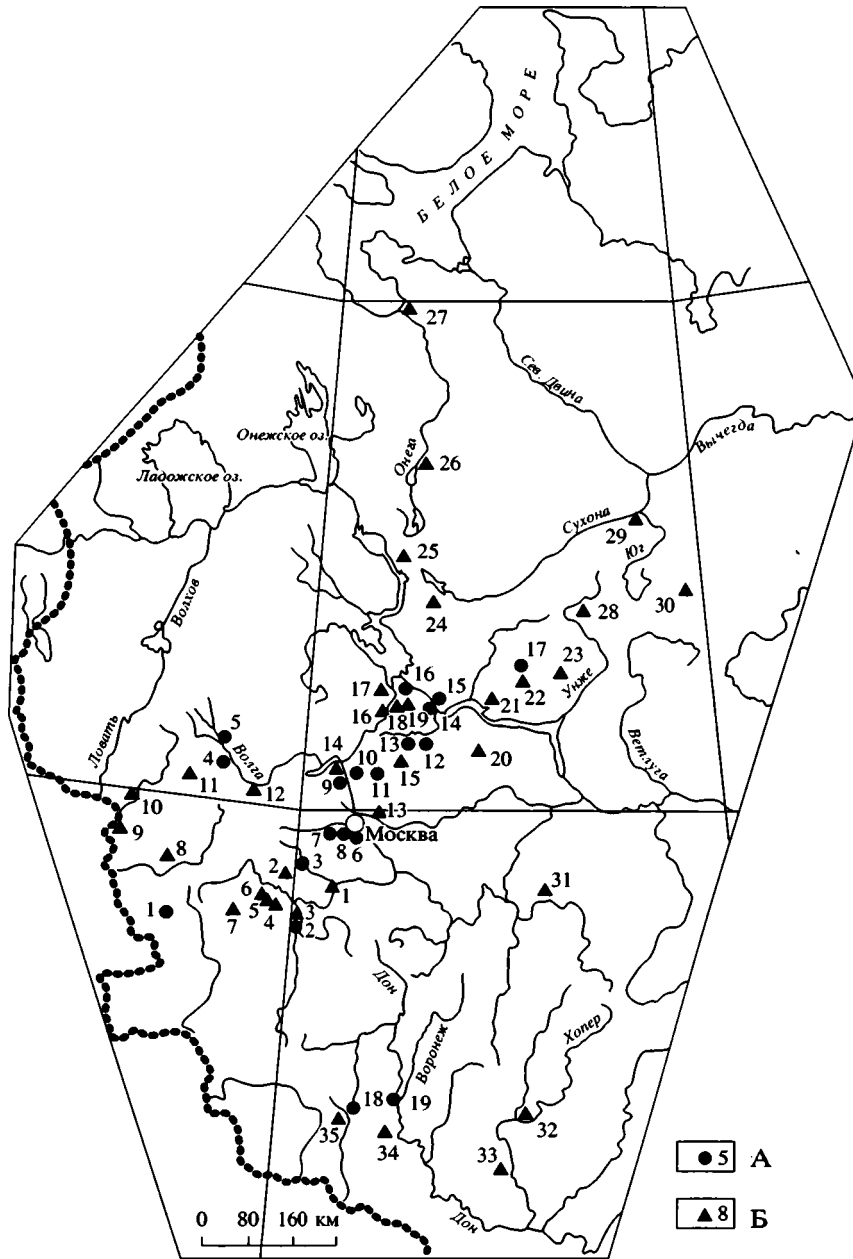


Рис. 1. Изученные важнейшие разрезы ледниковых и межледниковых отложений Русской равнины.

А – опорные районы и группы разрезов: 1 – Рославль (Конаховка, Малаховка, Сергеевка), 2 – Чекалин (Лихвин), 3 – Боровск – Сатино, 4 – Молодой Туд, 5 – Манухино, Лошаково, 6 – Москва, 7 – Одинцово – Акулово – Окатово, 8 – Лыткарино, 9 – Спас-Каменский, 10 – Дмитров, 11 – Кунья, 12 – Ростов – Неро, 13 – Черемошник – Шурскол, 14 – Ярославль – Печегда, 15 – Тутаев – Долгополка, 16 – Рыбинск – Черменино – Яковка, 17 – Галич – Горки, 18 – Стойлинский, 19 – Стрелицы.

Б – опорные и прочие изученные разрезы: 1 – Таруса, 2 – Мятлево, 3 – Брянково, 4 – Мещевск, 5 – Мосальск, 6 – Ресета, 7 – Спас-Деминск, 8 – Ярцево, 9 – Каспля, 10 – Смоленский Брод, 11 – Козлово-Береза, 12 – Вазуза-Зубцов, 13 – Балашиха, 14 – Марьино-Паньково, 15 – Плещеево озеро, 16 – Алтыново, 17 – Шестихино, 18 – Углич, 19 – Большое Село, 20 – Бибирево, 21 – Захарьино, 22 – Челсма, 23 – Пепелово, 24 – Молочное, 25 – Ферапонтово, 26 – Каргополь, 27 – Онега, 28 – Анюг, 29 – Великий Устюг, 30 – Гороховская, 31 – Нароватово, 32 – Новохоперск, 33 – Нижне-Долговский, 34 – Урыв, 35 – Лебединский.

подкрепленных палеофаунистическими, геохронологическими, палеомагнитными исследованиями для континентальных отложений и статистически обработанных изотопно-кислородных и

фораминиферовых данных для океанских отложений.

Поскольку наши собственные континентальные данные относятся большей частью к Восточ-

но-Европейской равнине, то мы рассматриваем развитие только Скандинавского ледникового щита, полагая его синхронным Североамериканским в масштабе плейстоцена.

В работе мы старались придерживаться классических представлений К.К. Маркова о содержании понятий ледниковая эпоха и межледниковая эпоха (Марков, 1955). В континентальной части исследования в основном использовался материал по ледниковой области, без широкого привлечения данных внеледниковых районов. С одной стороны, это суживало возможности и затрудняло работу. Но с другой стороны, давало возможность строго подходить к достоверности интерпретации палеоклиматических данных и обращаться непосредственно к конкретным, бесспорно моренным образованиям и к межморенным горизонтам.

Работа велась по трем блокам: обобщение климато- и литолого-стратиграфических данных древнеледниковой зоны, результатов палеоландшафтных исследований для средней полосы Восточно-Европейской равнины и сопоставление их с палеоокеанологическими данными.

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Климатостратиграфические данные по древнеледниковой зоне

Для ранних этапов неоплейстоцена в центральном регионе Русской равнины устанавливается сложная периодизация событий. Здесь уверенно выделяются как минимум три самостоятельных межледниковья. Два из них – акулловское и окатовское – предшествуют донскому оледенению, а одно – рославльское (мучкапское) – следует непосредственно за ним (Маудина и др., 1985; Фурсикова и др., 1992; Шик, 1993; Писарева, 1997).

Палеоботанические исследования наиболее древнего – акулловского – межледниковья впервые проведены (Маудина и др., 1985) по разрезам Западного Подмосковья близ ст. Одинцово у дер. Акулово (расположение разрезов см. на рис. 1). Эти отложения были отнесены к самым ранним этапам неоплейстоцена и частично к эоплейстоцену¹ на основании богатства ископаемой флоры, обладающей всеми чертами преемственности от флор плиоцена. Для акулловского времени характерно разнообразие хвойных и широколиственных пород, включающих наиболее теплолюбивых представителей: *Eucommia*, *Castanea*, *Pterocarya*, *Morus*, *Pex* и др., высокое содержание (более 30%)

¹ Стратиграфический объем неоплейстоцена в данной работе понимается в рамках Постановления МСК от 02. 02. 1995 г. и приблизительно совпадающим с хроном Брюнес. Эоплейстоцен рассматривается в объеме апшеронского яруса, ранее относимого к верхнему плиоцену.

локальных и региональных экзотов, а также более 11% вымерших видов: *Aracites cf. interglacialis* Nikit., *A. cf. jonstrupii* (Hartz) Nikit., *Azolla interglacialis* Nikit. и др. (Маудина и др., 1985; Писарева, 1997).

К вопросу о стратиграфическом положении акулловского межледниковья мы неоднократно возвращались (Писарева, 1997) в связи с противоречиями между результатами палеомагнитных и палинологических исследований. Так, согласно палеомагнитным данным, акулловские отложения относятся В.В. Семеновым (Маудина и др., 1985) к эпохе Брюнес, в то время как полученные нами палеоботанические материалы свидетельствуют об их более древнем возрасте.

В разрезах средней полосы ледниковой области Восточно-Европейской равнины, как и Прибалтики (Кондратене, 1996), положение палеомагнитной границы Брюнес/Матуяма достоверно не установлено. В настоящее время хронологически она проводится на уровне 780 тыс. лет (Shackleton et al., 1990; Bassinot et al., 1994) и близка к границе неоплейстоцена и эоплейстоцена. К последнему, вероятно, следует относить значительную часть акулловского межледниковья (рис. 2) и, соответственно, предшествующее ему похолодание (проблематичное ликовское оледенение). Согласно данным В. Загвейна (Zagwijn, 1996), такая богатая флора в сочетании с *Eucommia* встречается только в нижнем горизонте кромера – в интергляциале I, который относится к палеомагнитной эпохе Матуяма. В Прибалтике близкая по составу флора была обнаружена в эоплейстоцене – в разрезе Даумантай на юго-востоке Литвы (Кондратене, 1996).

Окатовское межледниковье, названное по местонахождению опорных разрезов у дер. Окатово в Западном Подмосковье, отличается от акулловского более бедным составом как хвойных, так и широколиственных пород. По мнению Т.В. Якубовской, изучавшей макроостатки, окатовская флора наиболее близка к раннеплейстоценовой флоре разреза Корчёва в Белоруссии (Фурсикова и др., 1992)². Поскольку отторженцы окатовских гиттий часто встречаются в донской морене, можно предполагать широкое развитие озерно-болотных отложений этого возраста в преддонское время (Шик, Писарева, 1998). Судя по флоре, акулловское и окатовское межледниковья разделялись, вероятно, длительным интервалом, в котором могли чередоваться похолодания и потепления различного ранга.

Что касается древнейших – преддонских – оледенений, то их распространение все еще остается проблематичным. До сих пор не прослежены вза-

² Л.Н. Вознячук (1985) считал корчевский интергляциал догюнцким, т.е. значительно более древним, чем беловежское межледниковье.

имоотношения собственно моренных горизонтов, не получено достаточного подтверждения их стратиграфических позиций, слабо изучен вещественный состав валунных отложений. На следы древних оледенений часто указывают лишь разрозненные, преимущественно косвенные данные (находки эрратических галечников и пр.).

В связи с этим выделение в основании Акуловского разреза Подмосковья древнейшей – ликовской – морены (Маудина и др., 1985; Шик, 1993) слабо обосновано, так как генезис встреченных здесь маломощных валунных суглинков весьма проблематичен. К более надежно установленным мы можем отнести только первую преддонскую (сетуньскую) морену, выделенную в Подмосковье и Рославльском районе (Маудина и др., 1985; Фурсикова и др., 1992; Шик, 1993; Бирюков и др., 1994 и др.). Но и она фиксируется по единичным разрезам на основании условий залегания и практически не прослежена на остальной территории. Судя по относительно редким находкам эрратических галечников, площадь распространения додонских оледенений ограничена северной и центральной частями рассматриваемой территории.

Исходя из сказанного, на рис. 2, где даны наши представления о палеогеографической ритмике неоплейстоцена, распространение сетуньского оледенения южнее Москвы обозначено с известной долей условности. В то же время необходимо отметить, что похолодание, связанное с сетуньским временем, было настолько сильным, что в бассейне Дона и Днепра проявились признаки существования вечной мерзлоты с развитием клиновидных полигональных структур (Величко и др., 1999).

Маркирующий горизонт трехслойной донской морены прослеживается на Окско-Донской равнине, в центральном регионе, на склонах Среднерусской и Приволжской возвышенностей. Его возраст надежно обоснован находками в подстилающих отложениях моисеевской свиты у г. Мучкап остатков грызунов среднетираспольского возраста, а в перекрывающем ее аллювии – позднетираспольской фауны мелких млекопитающих (Красненков и др., 1997). Позднетираспольская фауна была обнаружена выше донской морены и во многих других разрезах бассейна Дона: Вольная Вершина, Коростелево, Кузнецовка, Клёпки и др., а также в Поднепровье – в окрестностях г. Рославля у д. Конаховка, с. Подруднянский, у д. Сергеевка и др. (Красненков и др., 1984; Агаджанян, 1992; Маркова, 1998). Таким образом, принадлежность донской морены к раннему неоплейстоцену можно считать доказанной. В Западном Подмосковье и Смоленской области донская морена, залегающая под рославльскими межледниковыми отложениями, известна под названием

перекшинской и остерской (Маудина, 1985; Бирюков и др., 1994).

В Донском регионе эта морена обладает специфическим составом заполнителя и обломочного материала (Грибченко, 1980; Красненков и др., 1984; Рунков и др., 1993). Здесь нередки проявления гляциотектоники, отмечены отторженцы, особенно в юго-западном крыле покрова. Минеральный состав донской морены, изученный в последнее время в опорных разрезах Стрелица, Стойлинский, Новохоперск, Нароватово и др., как и петрографический состав включений, отличается ярко выраженной унаследованностью от состава подстилающих пород. Среди тяжелых минералов этих моренных отложений преобладают компоненты местных питающих провинций: дистен, глауконит, сульфиды, турмалин, при незначительной (обычно до 4–6 %) примеси экзотической роговой обманки.

Несмотря на достаточно хорошую изученность донской морены, все же остается открытым вопрос о предполагаемой стадийности донского оледенения в связи с трехъярусным строением ледникового комплекса и существенными различиями минералого-петрографического состава слоев. На принадлежность выдержанных горизонтов морены к разным стадиям оледенения может указывать наличие между ними водноледниковых отложений и несколько отличный минералого-петрографический состав моренных слоев. Что касается вопроса о господствующих центрах этого мощного оледенения, то он не может быть пока решен однозначно, поскольку нельзя исключить влияния как Скандинавской, так и Североуральской областей сноса.

Последующее рославльское (мучкапское) межледниковье является одним из наиболее изученных. Его отложения перекрывают донскую морену, охарактеризованы фауной грызунов (Величко и др., 1989; Агаджанян, 1992; Маркова, 1998) и многочисленными палеоботаническими данными (Величквич, 1982; Красненков и др., 1984; Бирюков и др., 1994; Писарева, 1997). Для рославльского межледниковья устанавливаются три климатических оптимума (Маудина и др., 1985; Писарева, 1997). Первый – глазовский и второй – конаховский выделяются на пылевых диаграммах отложений Рославльского стратона и Подмосковья (Шик и др., 1998). Третий – галичский оптимум, впервые наиболее подробно изученный по разрезу рославльских отложений у г. Балашиха (Писарева и др., 1979), позднее выделен в разрезах д. Акулово близ ст. Одинцово и в районе г. Галич на р. Челсма. В интервалах между оптимумами наблюдается общее обеднение флоры, но доказательств в пользу существования в это время материковых оледенений не получено

ни по флоре, ни по фауне. Не выявлено также и следов криогенеза.

Важно отметить, что раннеплейстоценовый возраст рославльских межледниковых отложений подтверждается и тем, что в Рославльском страторайоне (у д. Малаховка) и других разрезах Западного и Северного Подмосковья, а также в бассейне Днепра они перекрываются окской мореной и лихвинскими межледниковыми отложениями (Шик, Писарева, 1998).

В целом рославльские отложения хорошо коррелируются с отложениями беловежского межледниковья Белоруссии (Вознячук, 1985), фердинандувского интергляциала Польши (Janczyk-Korikowa, 1991), фойгштедского Германии (Эрд, 1972), верхними горизонтами кромержских отложений Восточной Англии (West, 1980) и Голландии (Zagwijn, 1996).

Последующее оледенение раннего неоплейстоцена – окское – сопоставляется с эльстерским Западной Европы. Оно уверенно реконструируется в бассейне р. Оки в разрезах Лихвинка, Брянково (Разрезы отложений ..., 1977), Таруса (Судакова, 1990), в Рославльском стратотипическом районе (Бирюков и др., 1994), в опорном разрезе Нароватово (Рунков и др., 1993). Во всех этих пунктах окская морена залегает в подошве лихвинских межледниковых отложений.

В окских ледниковых отложениях обнаружен эпизод обратной намагниченности, названный по месту нахождения брянковским (Судакова, Большаков, 1977; Исаева и др., 1978), что позволяет коррелировать их с дайнавской (эльстерской) мореной Западной и Центральной Европы и Литвы (Гайгалас, 1979). Хотя широкое распространение окской морены по правобережью Средней Оки вплоть до нижнего течения р. Мокши не вызывает сомнения, контуры самой границы требуют уточнения. Диагностическим признаком петрографических и минералогических спектров морены служит повышенный фон компонентов местного происхождения в ущерб дальнепринесенным, что сближает ее с составом донской морены. Однако в отличие от последней, в тяжелой фракции минералов окской морены заметно возрастает роль фенноскандинавской роговой обманки (~20%), граната (~15%), эпидота (~15%), циркона и других аксессуарных минералов.

Лихвинский горизонт среднего неоплейстоцена хорошо сопоставляется с европейским гольштейном как по флоре, так и фауне (Гричук, 1989; Разрезы отложений..., 1977; Шик, Писарева, 1998; Маркова, 1998 и др.). Результаты детальных исследований позволили составить четкие представления об этапах развития растительности и климате этого межледниковья (рис. 2).

Теперь в новой интерпретации представляется последовательность теплых и холодных фаз все-

го окско-днепровского интервала. Изучение разрезов Тверской области – на р. Большая Коша, у деревень Булатово и Тяглицы, а также в Северном Подмосковье у деревень Паньково и Марьино, послужило основанием для выделения вслед за лихвинским межледниковьем двух межстадиальных потеплений – кошинского и марьинского (Писарева, 1997), за которым и следует глубокое калужское похолодание и значительное чекалинское потепление, впервые выделенное в Лихвинском (Чекалинском) стратотипическом разрезе (Судакова, 1975; Болиховская, 1995).

Аналогичными кошинскому и марьинскому потеплениям, вероятно, являются межстадиалы хогвейн и бантега, которые выделяются В. Загвейном в нидерландских разрезах выше гольштейна (Zagwijn, 1985). Один из них нашел отражение в стратиграфической схеме среднего неоплейстоцена Франции (Reille et al., 1998). Далее цитируемыми авторами реконструируется баржеттский гляциал, вероятно, соответствующий калужскому похолоданию, и хорошо выраженный ландосский интергляциал (межледниковье). Последний, возможно, соответствует чекалинскому потеплению Русской равнины. В Германии выше гольштейна фиксируется фунесское похолодание и демницкое потепление межледникового ранга, или “теплое время вакен” (Das Quartär Deutschland, 1995).

В ледниковом разрезе среднего неоплейстоцена выделяются морены – днепровская и московская, отвечающие (по мнению одного из авторов данной статьи – Н.Г. Судаковой³) двум крупным самостоятельным оледенениям: днепровскому и следующему за ним московскому. Днепровская и московская морены типично представлены в Подмосковье, на средней Протве, в Ржевском и Ярославском Поволжье и хорошо коррелируются по основным показателям состава с печорской и вычегдской моренами Северо-Востока Русской равнины (Андреичева и др., 1997).

Стратиграфическая позиция днепровского ледникового горизонта четко определена в Чекалинском и Рыбинском опорных разрезах (Разрезы отложений..., 1977; Судакова, 1990; Агаджанян, 1992; Судакова и др., 1996). Его характерным диагностическим и корреляционным признаком является господствующая ориентировка обломков, указывающая на Тимано-Уральскую область сноса ледникового материала (Карпухин, Лавров, 1974; Sudaikova et al., 1995; Андреичева и др., 1997) и специфический петрографический и минеральный состав ледниковых отложений.

По контрасту с днепровской, в московской морене меньше эпидота и граната, но значительно

³ Другие соавторы данной статьи считают, вслед за А.А. Величко (1975), А.А. Величко и др. (1989), что это две стадии одного оледенения.

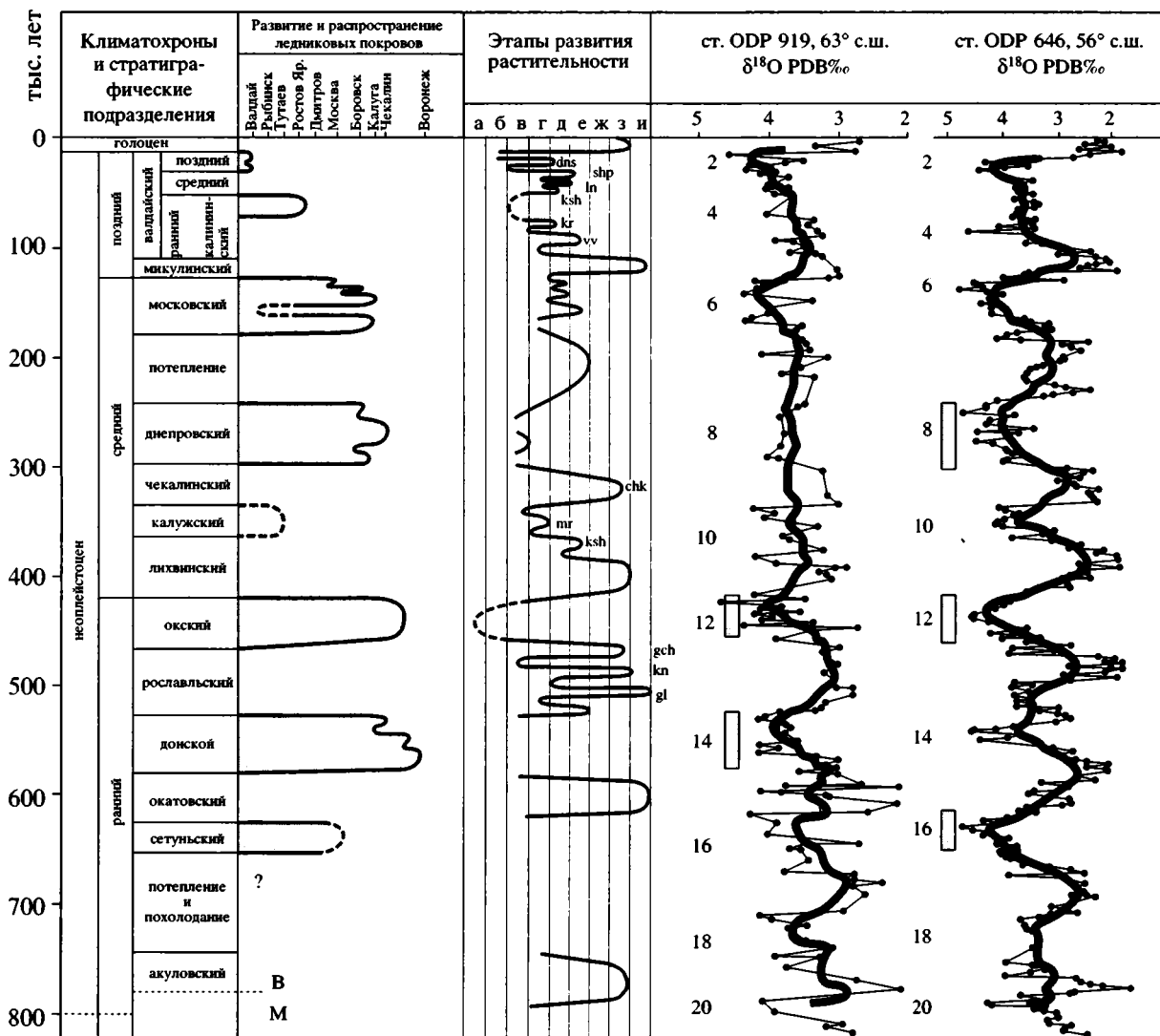


Рис. 2. Палеогеографическая ритмика плейстоцена.

Распространение ледниковых покровов, достоверно установленное, показано сплошной линией. Максимальное распространение покровов, точно не установлено, показано пунктиром.

Этапы развития растительности приведены для $\approx 56^\circ\text{--}57^\circ$ с.ш. Русской равнины. Ландшафтные зоны: а – арктическая пустыня; б – тундра-степь; в – перигляциальная лесостепь; г – светлохвойные и мелколиственные леса; д – северотаежные леса; е – среднетаежные леса; ж – южнотаежные леса; з – хвойно-широколиственные леса; и – широколиственные леса.

Климатостратиграфические подразделения низших рангов: оптимумы: gl – глазовский, kn – конаховский, gch – галичский; интерстадиалы: kch – кошинский, mr – марьинский, vv – верхневолжский; потепления: chk – чекалинское, kr – красногорское, ksh – кашинское, ln – ленинградское, shp – шапуровское, dns – дунаевское.

Изотопно-кислородные кривые, полученных по карбонату планктонных фораминифер колонок глубоководного бурения дна Атлантического океана, показаны тонкими линиями. Результаты снятия с них высокочастотной компоненты показаны толстыми линиями (по Николаеву, 2000). Затемненные прямоугольники подчеркивают особо значимые климатические колебания раннего и среднего плейстоцена, обсуждаемые в тексте.

Пунктиром обозначено предполагаемое по флористическим данным положение границы Брюнес (В)/Матюяма (М).

больше руководящего фенноскандинавского минерала – роговой обманки, содержание которой в тяжелой фракции достигает 25–30 %. Такой трансформированный состав согласуется с повсеместно установленным юго-восточным направ-

лением движения ледниковых потоков из скандинавского центра оледенения.

Отмечается характерная рельефообразующая роль московского оледенения по всему его фронту от бассейна Лужи, Верхней Протвы и Волги до

Ярославского Поволжья (Московский ледниковый..., 1982; Судакова, 1990). Межстадиальные образования зафиксированы в Костромском Поволжье (Писарева, 1965), в Северном Подмоскowie (Носов, Скиба, 1975), а в последнее время обнаружены и на Верхней Протве. Однако к корреляции этих интерстадиальных отложений по палеоботаническим данным следует подходить с осторожностью, особенно в тех случаях, когда они охарактеризованы фрагментарно или их стратиграфическое положение не вполне ясно. Сказанное касается прежде всего костромского интерстадиала, стратиграфическая позиция которого еще требует уточнения.

Поздний неоплейстоцен на Русской равнине представлен отложениями микулинского межледниковья, коррелируемого с земскими отложениями Центральной и Западной Европы, и последующего валдайского холодного этапа. Отложения маркирующего микулинского межледниковья, благодаря трудам многих исследователей, в палеоботаническом отношении изучены достаточно полно (Гричук, 1982; Величко и др., 1993). Появление на некоторых единичных диаграммах второго максимума пыльцы широколиственных пород чаще всего связано с перетолжением микрофосилий (Гричук, 1989).

В позднем неоплейстоцене в результате комплексных палеогеографических исследований в центральных районах Русской равнины рядом исследователей выделены следы двух морен: ранневалдайской калининской и поздневалдайской осташковской, границы распространения которых и их самостоятельность как ледниковых событий вызывают острую дискуссию. В начале валдайского времени проявляется не менее двух криохронов и термохронов. Раннее из них – курголовское похолодание – сменилось верхневолжским интерстадиалом, сопоставляемым с брерупом и его ранней фазой – амерсфортом.

В последующее время, по мнению ряда исследователей (Заррина, 1991; Алексеев и др., 1997; Судакова и др., 1997), оледенение оставило покровную морену в Ржевском Поволжье, в северном Подмоскowie, в Ростовской низине, Рыбинско-Тутаевском Поволжье. В ряде опорных разрезов (Лощаково, Дмитров, Черемонник, Черменино, Долгополка) калининская морена залегает непосредственно на надежно датированных микулинских осадках и отличается своеобразным строением и составом (Путеводитель экскурсий..., 1981; Лазуков и др., 1982; Судакова и др., 1996 и др.). Геохронологические рубежи калининского оледенения определены серией термолюминесцентных датировок (Алексеев и др., 1997; Судакова и др., 1997).

Имеется и иная точка зрения, которой придерживается, в частности, В.В. Писарева, согласно

которой ранневалдайский ледник скорее всего не выходил далеко за пределы склонов Балтийского щита по всему фронту оледенения (Величко и др., 1993). Тем не менее похолодание, соответствующее этому времени, хорошо выраженное по всем палеоботаническим материалам, является довольно значительным. Оно привело к накоплению лессов и проявлению криогенных деформаций не только на севере Восточно-Европейской равнины, но и в ее центральных районах (Величко и др., 1999).

В среднем валдае (около 50 тыс. лет назад) по многочисленным материалам выделяется мегаинтерстадиал, в рамках которого отмечается чередование похолоданий и потеплений. На протяжении всего этого времени климатические условия оставались холоднее современного.

Дальнейшее похолодание привело к возникновению поздневалдайской стадии оледенения. Активное продвижение льдов в это время происходило из Скандинавского ледникового центра. За пределами покровного оледенения на многие километры распространялась область подземного оледенения (Величко и др., 1999).

Предложенная пространственно-временная структура развития древних ледниковых событий (рис. 2) была разработана для всей ледниковой области Русской равнины (Судакова, 1993; Судакова и др., 1998). Их сопряженный анализ приводит к следующим заключениям.

Ледниковая ритмика на Русской равнине, проявляющаяся, по крайней мере, с начала эоплейстоцена, в хроне Брюнес приобрела устойчивые тенденции. В объеме неоплейстоцена достоверно выделяются 7 ледниковых комплексов. Последние маркируются моренными горизонтами и однозначно подтверждаются всеми остальными диагностическими признаками. Занимаемые ими площади, судя по реконструкциям границ максимального распространения покровов, направленно сокращались от раннеоплейстоценового донского оледенения к поздневалдайскому.

Покровы проблематичных додонских оледенений, вероятно, наоборот, возрастали во времени, не выходя за пределы северной и центральной частей рассматриваемой территории. Но границы их распространения, как и само существование, могут быть намечены весьма предположительно, так как следы этих оледенений на большей части территории уничтожены последующей экзарацией и размывом.

Дальше всего на юг продвигались льды в донское и окское время. Наиболее надежно обоснована стратиграфическая позиция донского ледникового горизонта, но при этом остался открытым вопрос о центрах донского оледенения и его предполагаемой стадийности. Стратотипическая окская морена распространена в бассейне Верхней и

Средней Оки, включая опорные разрезы Лихвинка, Бряньково, Таруса, Нароватово и др.

В среднем неоплейстоцене маркирующие горизонты днепровской и московской морен выделены с использованием максимально возможного количества диагностических критериев. Большая детальность площадных литологических исследований позволила воссоздать потоковую и маргинальную структуру как днепровского, так и московского оледенений, а контрастная литологическая характеристика отложенных ими морен, как отмечалось, послужила основанием для уверенной их корреляции на обширной территории от Верхней Оки и Протвы до Тимана и далее до Предуралья включительно (Андреичева и др., 1997).

В отношении позднего неоплейстоцена для правобережья Верхней Волги получены убедительные свидетельства продвижения сюда калининского ледникового покрова (Судакова и др., 1998). Это не означает, однако, повсеместного развития ледниковых событий подобным образом по всему периметру двух позднеледниковых ледниковых покровов.

Палеоландшафтные данные

Для реконструкции палеоландшафтов выбрана территория, расположенная между $\approx 56^\circ$ – 57° с.ш. и по своему широтному положению приблизительно соответствующая Московской и Тверской областям с современным умеренно-континентальным климатом, входящая в зону широколиственно-еловых лесов. Здесь сосредоточено наибольшее число детально изученных опорных и стратотипических разрезов. В основу реконструкций биотических компонентов ландшафта и климата положены результаты палеоботанических, фаунистических и литолого-фациальных исследований. При обобщении палеоботанического материала предпочтение отдавалось наиболее полным разрезам, в которых присутствуют озеро-болотные отложения, представляющие наиболее благоприятный объект для реконструкций. Несмотря на имеющиеся пробелы по отдельным интервалам и весьма обобщенную характеристику сукцессий, принятую на рис. 2, общая тенденция развития природной среды здесь проявляется достаточно отчетливо.

Ранний неоплейстоцен и эоплейстоцен

Во время климатического оптимума самого древнего изученного в средней полосе акулковского межледниковья на территории Подмоскovie произрастали полидоминантные хвойно-широколиственные леса сложного состава с разнообразными папоротниками в наземном покрове: *Osmunda cinnamomea*, *O. claytoniana*, *O. regalis*, *Onoclea* sp. *Adiantum* sp. Состав ископаемой флоры

свидетельствует об умеренно теплом климате с температурой января около 0° и июля около $+22^\circ$.

Самостоятельность более позднего окатовского межледниковья подтверждается наличием предшествующего ему климатического пессимума. Степень похолодания и континентальности климата этого пессимума можно представить по общему возрастающему участию травянистых и кустарничковых растений и уменьшению содержания пыльцы древесных пород, отсутствию среди них термофильных элементов, преобладанию бореальных видов, постоянной встречаемости тундровых и арктоальпийских видов. Такой состав флоры соответствует лесотундровым ландшафтам.

В собственно окатовском межледниковье устанавливается 5 фаз в развитии растительного покрова. В период климатического оптимума на территории западного и северного Подмоскovie произрастали полидоминантные широколиственные леса из дуба, вяза, липы, граба с примесью лапыны, каштана, кизила, винограда, восковниковых (Фурсикова и др., 1992; Шик и др., 1994).

Во время деградации донского ледникового покрова в Подмоскovie существовала перигляциальная лесостепь (Писарева и др., 1979). Систематические находки *Alnaster fruticosus* на обширной территории вплоть до бассейна Дона свидетельствуют о распространении многолетней мерзлоты.

В продолжительном рославльском (мучкапском) межледниковье проявляются три климатических оптимума. В раннем – глазовском – господствовали полидоминантные широколиственные леса, продвигавшиеся к северу примерно до широты 59° и к югу до широты 51° . Во втором – конаховском – произрастали широколиственно-хвойные леса с участием граба. В позднем – галичском оптимуме – они сменились хвойно-широколиственными лесами с пихтой и грабом. В интервалах между оптимумами распространялась бореальная растительность с доминирующими в отдельные этапы еловыми и елово-сосновыми лесами, местами заболоченными (Писарева, 1997). Ландшафт окской ледниковой эпохи в период деградации покрова представлял собой перигляциальную лесотундру.

Средний неоплейстоцен

В лихвинскую межледниковую эпоху в бассейне Верхней Волги доминировали ельники с пихтой и участием дуба, граба, лапыны, каштана, винограда. Непосредственный переход от лихвинского межледниковья к похолоданию выразился в распространении бореальных лесных формаций, что можно проследить по результатам исследования непрерывных разрезов, расположенных на территории Тверской области и Северного

Подмосковья. Во время первого послелихвинского похолодания перигляциальная растительность еще не сформировалась.

Дальнейшее изменение природных условий было связано с кошинским интерстадиалом, который впервые был выделен В.П. Гричуком (1989) на р. Большая Коша и впоследствии прослежен по многим материалам исследования озерных осадков в бассейне Верхней Волги и в Подмосковье. Согласно палеоботаническим данным, растительность этого интерстадиала напоминала среднетаежные леса Западной Сибири. Состав флоры позволяет оценить температуру самого холодного месяца не выше -16°C и наиболее теплого $+17^{\circ}\text{C}$.

Эволюция ландшафтов более позднего времени проходила под влиянием прогрессирующего похолодания и дальнейшего усиления континентальности климата, что привело к развитию редкостойных березовых лесов с лиственницей и формированию перигляциального ландшафта. Наступившее затем марьинское интерстадиальное потепление (разрез у д. Марьино в Северном Подмосковье) сопровождалось расселением хвойных лесов и березняков.

Самым значительным из всех послелихвинских похолоданий было калужское, выделенное при изучении лихвинского стратотипа (Разрезы отложений..., 1977; Судакова, 1975; Болиховская, 1995). В это время господствовала перигляциальная тундра. С этим глубоким похолоданием, очевидно, было связано оледенение более северных территорий. Границы его продвижения до центральных районов в настоящее время уточняются. Последующее потепление межледникового ранга, получившее название чекалинского (Разрезы отложений..., 1977), по теплообеспеченности уступало лихвинскому межледниковью и сопровождалось расселением смешанных хвойно-широколиственных лесов более бедного флористического состава (Болиховская, 1995). Что касается климатических осцилляций в интервале между чекалинским потеплением и началом днепровского оледенения, то по всей вероятности, они были весьма кратковременными.

О перигляциальных условиях, предшествующих днепровскому оледенению, свидетельствуют находки лемминговой фауны в разрезах у г.г. Чекалина и Рыбинска – д. Копаево (Агаджанян, 1992). Своеобразие биотопов сближает палеогеографическую обстановку с тундровыми ландшафтами Якутии. Многие исследователи отмечают для этого периода признаки вымораживания в условиях вечной мерзлоты, разнообразные криогенные явления – образование клиньев, “котлов кипения”, криотурбаций.

Изучение проблематичного потепления между днепровской и московской эпохами пока не

позволяет однозначно решить вопрос о характере ландшафтных и климатических изменений во второй половине среднего неоплейстоцена. Несмотря на разную трактовку событий этого времени, наиболее вероятным по палеоботаническим данным, по-видимому, будет вывод об интерстадиальных условиях днепровско-московского интервала, в климатическом оптимуме которого на территории центральных районов произрастали разреженные еловые леса с примесью пихты, кедра, лиственницы, сосны и березы (Писарева, 1965). Это согласуется с представлениями К.К. Маркова (1939, 1955), А.А. Величко и др. (1989) и др. о стадиальном характере днепровского и московского оледенений.

На фоне суровых климатических обстановок московского оледенения намечаются периоды смягчения климата и ослабления его континентальности. С потеплениями могли быть связаны существенные регрессии ледникового покрова, а с похолоданиями – продвижение его вглубь материка. В переходное время от московского оледенения к микулинскому межледниковью произрастали разреженные леса из ели *Picea obovata* и сосны. Своеобразие флоры определялось присутствием аркто-бореальных и аркто-альпийских видов, обычно входящих в состав перигляциальной растительности.

Поздний неоплейстоцен

Растительность и палеоклиматы микулинского (земского) межледниковья, благодаря трудам В.С. Доктуровского, В.И. Сукачева, В.П. Гричука, Э.М. Зеликсон и др. исследователей, изучены достаточно подробно. Обобщая накопленный палеоботанический материал, удастся воссоздать динамику ландшафтов всего межледниковья (рис. 2). В общем плане, зональная структура микулинского межледниковья была близка к современной, но северная граница широколиственных лесов в оптимум смещалась к северу, а южная – к югу (Величко и др., 1999).

Последовательность природных фаз валдайской ледниковой эпохи на территории Европейской части России устанавливается по многочисленным биостратиграфическим данным (Борисова, Фаустова, 1994; Величко и др., 1999). В раннем валдае из двух выделенных похолоданий наиболее холодным было второе, сопровождавшееся распространением в центральных районах перигляциальной растительности. Природную обстановку средневалдайского (мончаловского) времени при всех чередованиях потеплений и похолоданий можно оценить как более суровую по сравнению с современной.

Максимальное похолодание в позднем валдае относится к периоду 23–17 тыс. лет. В поздневалдайское время устанавливается резко континен-

тальный климат, при котором происходит полная деградация лесной растительности. На территории Ярославского, Ивановского и Костромского Поволжья примерно 18 тыс. лет назад господствовала безлесная растительность. Флористический состав ее складывался из аркто-альпийских, бореальных и степных видов с участием галофитов. Крайне суровые континентальные условия способствовали разрастанию многолетней мерзлоты и криолитогенезу. Заключительный этап деградации поздневалдайского оледенения по радиоуглеродным датам определяется в интервале от 11 до 10.5 тыс. лет.

Палеоокеанологические данные

Как уже говорилось во введении, под влиянием широкого внедрения результатов изотопно-кислородных исследований океанских осадков были пересмотрены стратиграфические схемы в сторону унификации их с изотопными данными, которые на первый взгляд свидетельствовали о в общем равномерных, пилообразных колебаниях климата неоплейстоцена, и ранжирование климатических событий континентов отошло на второй план.

К сожалению, точность возрастных оценок четвертичных континентальных отложений пока еще оставляет желать лучшего. Особенно неблагоприятно обстоит дело с датированием отложений древнее ≈ 0.35 млн. лет назад.

Без надежных реперных отметок расчленение и корреляция континентальных разрезов осложняется существующими разногласиями в интерпретации результатов реконструкций, разночтениями региональных стратиграфических и палеогеографических схем, недостаточно верной трактовкой ранга какого-либо климатического события. Еще большие трудности возникают при сопоставлении континентальных и океанских палеогеографических событий.

Неоднозначность интерпретации некоторых континентальных данных видна даже у авторов настоящей работы. Корреляция с океанскими событиями особенно затрудняется тем, что в континентальных разрезах ледниковых районов нет общепринятого местоположения границы палеомагнитных эпох Брюнес и Матуяма (Фаустов и др., 1997).

В этих условиях при попытках корреляции океанских и континентальных палеогеографических событий остается единственная возможность подсчета количества теплых и холодных эпох сверху, что собственно обычно и делается. Но в реальных условиях отсутствия ясных и общепризнанных представлений о ранге и стратиграфическом положении того или иного события, тех или иных отложений, такие попытки приво-

дят разных авторов к различным субъективным результатам. Выход из такой ситуации может заключаться в попытке ранжирования или группировки главных климатических событий по океанским и континентальным данным или хотя бы в выделении дополнительных реперов, кроме границы Брюнес/Матуяма. Таким путем, в частности, идут Дж. Кукла (Kukla, 1977, 1996 и др.), В.А. Зубаков (1986). Без подобных дополнительных реперов проводить сопоставление океанских отложений с континентальными крайне сложно.

Математическая обработка изотопно-кислородных кривых выявила, во-первых, меридиональную неравнозначность амплитуды вариаций $\delta^{18}\text{O}$ карбоната одноименных изотопных ярусов и большую роль обычно четырех пиков, во-вторых, закономерные изменения в интенсивности проявления этих главных климатических событий во времени в разных широтно-климатических зонах Мирового океана (Николаев, 2000). Стабильно первостепенное значение имеют холодные климатические флуктуации конца хрона Брюнес: 2 и 6 изотопных стадий, сопоставляемые с позднеюрским и рисским (позднерисским?) оледенениями альпийской шкалы. Эти ледниковые события являются одними из самых интенсивных во всех климатических зонах, кроме полярной, где слабо проявляется похолодание 6 стадии. Среди более древних холодных эпох роль наиболее значимых закономерно переходит к различным изотопным стадиям в зависимости от широтноклиматической зоны.

В экваториальной зоне кроме пиков 2 и 6 изотопных стадий такую же интенсивность имеют климатические события, соответствующие 16 и 22 изотопным стадиям. Пик 14 изотопной стадии минимален. В тропической зоне картина отличается тем, что временем наиболее значимых холодных климатических событий первой половины эпохи покровных оледенений северного полушария, кроме 16, выступает не 22, а 20 изотопная стадия.

В более северной зоне для первой половины хрона Брюнес доминируют холодные климатические события одной 16 изотопной стадии. Еще севернее, на широте южной оконечности Гренландии, это события 16 и 12 стадии. На 63° с.ш. на первый план по интенсивности выходят события 12 и 14 изотопных стадий. В арктической зоне, на 80° с.ш., наиболее холодными являются уже события 8 и 12 изотопных стадий при значительно меньшей роли более древних. Наблюдаемые различия вызываются, скорее всего, флуктуацией роли температурной составляющей изотопного сигнала, поскольку время перемешивания океанских вод не превышает 1.5 тысяч лет. Отмеченная широтная зависимость интенсивности проявления ледниковых событий, вероятно, лежит в

основе отмечавшейся еще К.К. Марковым метакронности оледенений и может оказать определенную помощь в корреляции климатических событий.

Для сравнения с континентальными данными нами выбраны две изотопно-кислородные кривые из Атлантического океана, полученные по раковинам планктонных фораминифер со ст. ODP 919 с 63°C и 37° З и ст. ODP 646 с 56° С и 48° З (рис. 2), как больше соответствующие рассматриваемым в статье природным зонам.

Первая колонка больше отражает ситуацию в развитии ледниковой зоны, во второй акцент смещен несколько южнее и, соответственно, ближе к области рассмотрения динамики ландшафтных зон, отраженной на этом же рисунке. На первой изотопной кривой наиболее значимыми являются события 12 и 14 изотопных зон, что и дало нам основание сопоставлять эти события с окским и донским оледенениями. Донское оледенение оставило морену, проникающую далеко на юг. Большая значимость 8 изотопной стадии характерна для кривых более низких широт.

Аналогично и на кривой динамики ландшафтных зон наиболее холодными в первой половине хрона Брюнес являются донское и окское время, разделенные наиболее теплым мучкапском интервалом. Для изотопной кривой из этой широтной зоны, в отличие от рассмотренной более северной, характерно существенное усиление роли похолодания времени 8 изотопной стадии (в нашей корреляции – днепровского времени) при уменьшении роли 14 и увеличении запасов тепла в лихвинское время (стадия 11).

Основываясь на предлагаемой корреляции ритмов первого порядка, можно попытаться провести сравнение и более высокочастотной ритмичности. Для сравнения мы использовали данные Ф. Бассино с соавторами (1994). Начнем сверху, против течения времени, поскольку более молодые отложения, естественно, изучены детальнее. Необходимо учитывать, что изотопные кривые этих авторов получены по колонкам из низких широт, поэтому ожидать аналогии в интенсивности пиков не приходится.

Совпадение кривой изменения ландшафтных зон с изотопной кривой для 3 стадии неплохое. Полному совпадению препятствует небольшое кашинское потепление, не проявляющееся на обобщенных изотопных кривых, включая известную кривую SPECMAP. Поскольку никаких сомнений в сопоставлении среднего валдая с 3 изотопной стадией нет, то неизбежно следует вывод о большей чувствительности континентальных данных.

Для 5 стадии совпадение полное. В 6 изотопной стадии фиксируется три холодных пика, на континенте в московское время – 4. В седьмой

изотопной стадии отмечается три теплых пика, по континентальным же материалам это – единое потепление. Но надо заметить, что имеющиеся континентальные разрезы данного времени недостаточно полные. Морена днепровского времени трехчленна, как и 8 стадия кривой SPECMAP. Девятая изотопная стадия формально двучленна, но ее поздний пик очень мал, что неплохо параллелизуется с единым чекалиным межледниковьем. Двучленное калужское время соответствует двучленному пику 9 стадии. Совпадает и ритмика 10 стадии и лихвинского межледниковья. Для 12 изотопной стадии, с которой мы сопоставляем окское время, Ф. Бассино с соавторами также дает реально единый пик. Пик 13 стадии, с которой мы параллелизуем мучкапское время, также имеет три теплые фазы. Дальнейшее сопоставление ритмики в нашем случае бесполезно, т.к. континентальные данные отрывочны. Но, как показано выше, до 13 изотопной стадии включительно вполне можно проводить корреляцию даже для более высокочастотных климатических изменений.

ВЫВОДЫ

1. Проведена ревизия неоплейстоценовых отложений ледниковой зоны Русской равнины. Для хрона Брюнес достоверно устанавливается 8 полных крупных ритмов: сетуньско-окатовский, донско-рославльский, окско-лихвинский, калужско-чекалинский, днепровский с потеплением межстадиального ранга, московско-микулинский, ранневалдайский со средневалдайским мегаинтерстадиалом и верхневалдайский – голоценовый, и по меньшей мере 7 ледниковых покровов, которые маркируются моренными горизонтами и однозначно подтверждаются характерными диагностическими признаками.

2. По палеоботаническим данным выделены этапы развития растительности от раннего неоплейстоцена до голоцена. Устанавливается сложный характер палеогеографических событий как для межледниковых, так и, в некоторых случаях, ледниковых эпох.

3. Сопоставление континентальных данных с океаническими для соответствующих широтных зон, опирающееся на особенности иерархии интенсивности проявления климатических изменений, позволяет коррелировать климатические события. При этом валдайское время параллелизуется со 2 и 4 изотопными стадиями, московское – с 6, днепровское – с 8, окское – с 12, донское – с 14, сетуньское – с 16.

4. Сопоставление более высокочастотной ритмики возможно до 13 изотопной стадии включительно. Показана практически полная сопоставимость изотопных подстадий и колебаний конти-

нентальных высокочастотных климатических событий при предложенной корреляции ритмики первого порядка.

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов РФФИ № 02-05-64879, за что авторы выражают благодарность Фонду.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Агаджанян А.К.* Этапы развития мелких млекопитающих плейстоцена центральных районов Русской равнины // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. М.: ИГ РАН, 1992. С. 37–49.
- Алексеев М.Н., Габлина С.С., Горецкий К.В. и др.* Стратиграфия и геологические события среднего и позднего плейстоцена Подмосковья // Четвертичная геология и палеогеография. М.: Геос, 1997. С. 15–24.
- Андреичева Л.Н., Немцова Г.М., Судакова Н.Г.* Среднеплейстоценовые морены Севера и Центра Русской равнины. Екатеринбург: РАН, УО КОМИ НЦ, 1997. 83 с.
- Бирюков И.П., Валуева М.Н., Шик С.М. и др.* Плейстоцен Рославльского страторайона // Тез. докл. Всерос. совещ. по изуч. четвертич. периода. СПб.: ВСЕГЕИ, 1994. С. 27.
- Болиховская Н.С.* Эволюция лессово-почвенной формации Северной Евразии. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1995. 270 с.
- Былинский Е.Н.* Детализированная стратиграфическая схема плейстоценовых отложений Русской платформы // Бюл. Региональной межведомствен. стратиграф. комис. по Центру и Югу Русской платформы. М.: РМСК, 1992. Вып. I. С. 142–148.
- Вангенгейм Э.А., Певзнер М.А., Тесаков А.С.* Зональное расчленение квартера Восточной Европы по мелким млекопитающим. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 3. С. 79–88.
- Величкевич Ф.Ю.* Плейстоценовые флоры ледниковых областей Восточно-Европейской равнины. Минск: Наука и техника, 1982. 208 с.
- Величко А.А.* Проблемы корреляции плейстоценовых событий в ледниковой, перигляциально-лессовой и приморской областях Восточно-Европейской равнины // Проблемы палеогеографии лессовых и перигляциальных областей. М.: ИГ АН СССР, 1975. С. 7–25.
- Величко А.А., Ахлестина Е.Ф., Борисова О.К. и др.* Восточно-Европейская равнина // Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет. М.: Геос, 1999. С. 43–83.
- Величко А.А., Борисова О.К., Доскач А.Г. и др.* Развитие ландшафтов в позднем плейстоцене. // Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии. Вып. 1. М.: Наука, 1993. С. 12–18.
- Величко А.А., Маркова А.К., Морозова Т.Д. и др.* Хроностратиграфия лессово-почвенной формации и ее значение в корреляции и периодизации ледниковой, перигляциальной и приморской областей // Четвертичный период. Палеогеография и литология. Кишинев: Штиинца, 1989. С. 14–21.
- Величко А.А., Шик С.М.* Роль детальных комплексных стратиграфических разработок в практике геологического и палеогеографического картографирования // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. М.: ИГ РАН, 1992. С. 222–224.
- Вознячук Л.Н.* Проблемы гляциоплейстоцена Восточно-Европейской равнины // Проблемы плейстоцена. Минск: Наука и техника, 1985. С. 8–55.
- Гайгалас А.И.* Гляциоседиментационные циклы плейстоцена Литвы. Вильнюс: Мокслас, 1979. 95 с.
- Грибченко Ю.Н.* Петрографический состав морен днепровского и донского ледниковых языков // Возраст и распространение максимального оледенения Восточной Европы. М.: Наука, 1980. С. 73–88.
- Гричук В.П.* Растительность Европы в позднем плейстоцене // Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет. М.: Наука, 1982. С. 92–109.
- Гричук В.П.* История флоры и растительности Русской равнины в плейстоцене. М.: Наука, 1989. 182 с.
- Заррина Е.П.* Четвертичные отложения северо-западных и центральных районов европейской части СССР. Л.: Недра, 1991. 186 с.
- Зубаков В.А.* Глобальные климатические события плейстоцена. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 288 с.
- Зубаков В.А.* Ледниково-межледниковые циклы плейстоцена Русской и Сибирской равнин в пыльцевых диаграммах. СПб.: ГГИ, 1992. 122 с.
- Исаева М.И., Судакова Н.Г., Трухин В.И.* О выделении и корреляции окской и днепровской морен в Центральной России // Вестник Моск. ун-та. Сер. Геология. 1978. № 1. С. 117–120.
- Кондратене О.П.* Стратиграфия и палеогеография квартера Литвы по палеоботаническим данным. Вильнюс: ACADEMIA, 1996. 211 с.
- Карпунин С.С., Лавров А.С.* Направление движения и положение зоны контакта днепровского ледникового покрова на Русской равнине // Докл. АН СССР. 1974. Т. 216. № 6. С. 43–51.
- Красненков Р.В., Иосифова Ю.И., Семенов В.В.* Бассейн Верхнего Дона – важнейший страторегин для климатостратиграфии нижней части среднего плейстоцена (нижнего неоплейстоцена) России // Четвертичная геология и палеогеография России. М.: Геос, 1997. С. 82–96.
- Красненков Р.В., Холмовой Г.В., Глушков Б.В. и др.* Опорные разрезы нижнего плейстоцена бассейна Верхнего Дона. Воронеж: Изд-во Воронежск. ун-та, 1984. 213 с.
- Лазуков Г.И., Судакова Н.Г., Фаустов С.С.* Анализ ледниковых отложений Клинско-Дмировской возвышенности в связи с проблемами стратиграфии и палеогеографии // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1982. С. 86–101.
- Марков К.К.* Материалы к стратиграфии четвертичных отложений бассейна Верхней Волги // Тр. Верхне-волжской экспедиции. Л.: Изд-во ЛГУ, 1939. Вып. 1. 38 с.
- Марков К.К.* Очерки по географии четвертичного периода. М.: Географгиз, 1955. 347 с.

- Маркова А.К. Зоогеография мелких млекопитающих Русской равнины в новейшее время. Автореф. дис. ... докт. геогр. наук. М.: ИГ РАН, 1998. 75 с.
- Маудина М.И., Писарева В.В., Величкевич Ф.Ю. Одиноцкий стратотип в свете новых данных // Докл. АН СССР. 1985. Т. 284. № 5. С. 1195–1199.
- Московский ледниковый покров Восточной Европы. М.: Наука, 1982. 237 с.
- Никифорова К.В. Общая стратиграфическая шкала верхнеплейстоценовых и четвертичных (антропогенных) отложений на территории СССР // Стратиграфия СССР. Четвертичная система. Полутом I. М.: Недра, 1982. С. 120–129.
- Николаев С.Д. Меридиональные изменения генерального климатического тренда океанов Северного полушария в плейстоцене // Докл. РАН. 2000. Т. 373. № 4. С. 542–546.
- Носов А.А., Скиба Л.А. Отложения бронницко-икшинского интерстадиала в районе г. Дмитров // Бюл. комиссии по изучен. четверт. периода. 1975. № 44. С. 122–125.
- Писарева В.В. Интерстадиальные образования эпохи московского оледенения и некоторые вопросы стратиграфии четвертичных отложений западной части Костромской области // Сборник статей по геологии и гидрогеологии. М.: Недра, 1965. Вып. 4. С. 24–39.
- Писарева В.В. Флора и растительность межледниковий раннего и среднего плейстоцена центральных районов Восточной Европы // Четвертичная геология и палеогеография России. М.: Геос, 1997. С. 124–133.
- Писарева В.В., Величкевич Ф.Ю., Шик С.М. Межледниковые отложения в районе г. Балашиха // Докл. АН СССР. 1979. Т. 248. № 1. С. 185–190.
- Поспелова Г.А., Левковская Г.М., Семенов В.В. и др. Магнитостратиграфия и палинология нижнеплейстоценовых лессово-почвенных толщ бассейна Верхнего Дона // Стратиграфия. Геолог. корреляция. 1998. Т. 6. № 2. С. 65–80.
- Путеводитель экскурсии А-2 и С-2 (Верхняя Волга и "Золотое кольцо"). XI Конгресс ИНКВА. М.: Изд-во ВИНТИ, 1981. 54 с.
- Разрезы отложений ледниковых районов Русской Равнины. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1977. 198 с.
- Рунков С.И., Большаков В.А., Немцова Г.М. и др. Опорный разрез плейстоцена у с. Нароватово на Мокше // Бюл. РМСК по югу и центру Русской платформы. Вып. 11. М.: РМСК, 1993. С. 144–153.
- Судакова Н.Г. Новое о лихвинском стратотипе // Докл. АН СССР. 1975. Т. 221. № 1. С. 168–171.
- Судакова Н.Г. Палеогеографические закономерности ледникового литогенеза. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1990. 159 с.
- Судакова Н.Г. Ледниковый литогенез Русской равнины // Тенденция развития природы в новейшее время. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1993. С. 126–144.
- Судакова Н.Г., Антонов С.И., Болиховская Н.С. и др. Проблемы палеогеографии плейстоцена древнеледниковой области Русской равнины. Деп. ВИНТИ. № 3906 В-98. М.: 1998. 242 с.
- Судакова Н.Г., Большаков В.А. Древнейшая морена в окрестностях г. Чекалина на Оке // Докл. АН СССР. 1977. Т. 223. № 6. С. 1176–1179.
- Судакова Н.Г., Введенская А.И., Восковская Л.Т., Писарева В.В. К проблеме стратиграфии плейстоцена Клинского-Дмитровской возвышенности // Четвертичная геология и палеогеография. М.: Геос, 1997. С. 171–180.
- Судакова Н.Г., Гунова В.С., Немцова Г.М. К стратиграфии и палеогеографии среднего и позднего плейстоцена Рыбинско-Ярославского Поволжья // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 2. С. 46–55.
- Фаустов С.С., Вирина Е.И., Болиховская Н.С. и др. Палеомагнетизм новейших отложений бассейна Дона. Деп. ВИНТИ № 3552–В97. М.: 1997. 125 с.
- Фурсикова Н.В., Писарева В.В., Якубовская Т.В. и др. Опорный разрез плейстоцена у д. Окатово в Западном Подмоскovie // Стратиграфия фанерозоя Центра Восточно-Европейской платформы. М.: Центр геология, 1992. С. 59–82.
- Шик С.М. Климатическая ритмичность в плейстоцене Восточно-Европейской платформы. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 4. С. 105–109.
- Шик С.М., Бирюков И.П., Писарева В.В. Четвертичные отложения Московской области. // Тез. докл. Всерос. совещ. по изуч. четверт. периода. СПб.: ВСЕГЕИ, 1994. С. 263.
- Шик С.М., Писарева В.В. Основные закономерности распространения плейстоценовых озер на Восточно-Европейской равнине. Хроно-стратиграфические подразделения плейстоцена // История плейстоценовых озер Восточно-Европейской равнины. СПб.: Наука, 1998. С. 8–23.
- Эрд К. Палинологическое обоснование расчленения среднего плейстоцена ГДР // Геология и фауна нижнего и среднего плейстоцена Европы. М.: Наука, 1972. С. 76–94.
- Bassinot F.C., Labery L.D., Vinsent E. et al. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal // Earth and Planetary Sci. Letters. 1994. V. 126. P. 91–108.
- Das Quartär Deutschlands. Im Auftrag der Deutschen Quartärvereinigung herausgegeben von L. Benda. Berlin-Stuttgart. 1995. 408 s.
- Emiliani C., Shackleton N.J. The Brunhes epoch: isotopic paleotemperatures and geochronology // Science. 1974. V. 183. № 4124. P. 511–514.
- Janczyk-Kopikowa Z. The Ferdynandow Interglacial in Poland // Geological Quarterly 35. Warszawa. 1991. P. 71–80.
- Johnson R.G. Brunhes-Matuyama magnetic reversal dated at 790.000 yr. B.P. by marine-astronomical correlations // Quatern. Res. 1982. V. 17. P. 135–147.
- Kukla G. Pleistocene land-sea correlations. I Europe // Earth Science Revi. 1977. V. 13. P. 307–374.
- Kukla G., Cilek V. Plio-Pleistocene megacycles record of climate and tectonics // Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol. 1996. V. 120. № 1–2. P. 171–194.
- Reille M., Andrieu V., De Beaulieu J.-L. et al. A long pollen record from Lac du Bouchet massif Central, France: For the period ca. 325 to 100 ka BP (Ois 9c to Ois 5e) // Quaternary Sci. Revi. 1998. V. 17. P. 1107–1123.

Shackleton N.J., Berger A., Peltier W.R. An alternative astronomical calibration of the Lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677 // Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences. 1990. V. 81. P. 251–261.

Sudakova N.G., Faustova M.A., Nemtsova G.M. et al. Russia. Glacial Deposits in Northeast Europe // Elsevier Science, Rotterdam, Balkema Brookfield. 1995. P. 151–213.

van Donk J. O¹⁸ record of the Atlantic ocean for the entire Pleistocene epoch // Geol. Soc. Amer. Memoir. 1976. V. 145. P. 147–164.

West R.G. Pleistocene forest history in East England // New phytol. 1980. V. 85. P. 571–622.

Zagwijn W.H. An outline of the Quaternary stratigraphy of the Netherlands // Geologia en Mijnboun. 1985. V. 64. P. 17–24.

Zagwijn W.H. The Cromerian Complex Stage of the Netherlands and correlation with other areas in Europe // Ed. Turner C. The early Middle Pleistocene in Europe. 1996. Balkema. Rotterdam. P. 145–172.

Рецензенты А.А. Величко, Ю.А. Лаврушин