

УДК 551.79

К.В. НИКИФОРОВА

ОБЩЕПЛАНЕТАРНЫЕ КЛИМАТИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ И ИХ ПРОЯВЛЕНИЕ НА ТЕРРИТОРИИ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ

В сентябре 1986 г. Генеральная ассамблея ИКСУ, состоявшаяся в Берне (Швейцария), официально утвердила Международную программу по изучению глобальных изменений в геосфере и биосфере. Осуществление данной программы предполагается до конца настоящего столетия, при этом она будет тесно взаимодействовать с другими международными программами, такими, как Климат мира и Человек и биосфера (Rutter, Faure, 1987).

Выполнение программы изучения глобальных изменений основывается на фундаментальных исследованиях, но в то же время она предполагает непосредственное применение полученных результатов для нужд человека, помогает более глубокому пониманию взаимосвязанных процессов, происходящих в окружающей среде, и, таким образом, дает возможность более точного предвидения изменения последней в ближайшем будущем. В этом отношении особенно важна роль изучения глобальных процессов, происходивших в четвертичном периоде, являющемся как бы мостом от прошлого к будущему. Исследования четвертичных отложений несомненно содействуют более глубокому пониманию различных типов изменений, которые происходили на Земле.

Как указывают Н. Раттер и Х. Фор, комплексные исследования по четвертичному периоду часто помогают решать вопросы, возникающие в других смежных дисциплинах. Так, магнитные обращения, доказанные при помощи геофизических исследований, способствовали уточнению кайнозойской хронологии, а также объяснению ряда биологических изменений в животном и растительном мире. Другим ярким примером является установление факта, что главные орбитальные параметры Земли имеют периодизацию, которая отразилась в изотопном составе океанов, что, в свою очередь, повлияло на основные климатические изменения и колебания уровня Мирового океана. Растительные остатки, захороненные в озерных осадках (пыльца, семенная флора, диатомеи), свидетельствуют об изменениях климата и других условий окружающей среды на разных стратиграфических уровнях.

Как уже достаточно доказано в последнее время, климатические колебания, наиболее ярко выраженные в четвертичном периоде, вызваны в основном астрономическими причинами, которые влияют также на колебания уровня океана, температуру глубинных вод, возникновение эпох лёссовобразования, палеогидрологические и многие другие процессы и явления, имеющие глобальное распространение. Наиболее известным событием глобальных изменений в течение четвертичного периода были оледенения Северной Европы и Северной Америки. Оледенения повторялись несколько раз и сменялись межледниковьями, когда климат был теплее современного или приближался к такому. Оледенения зафиксированы не только в специфичных отложениях на континентах, но и в осадках океанического дна, а также в наличии ископаемого льда, в озерных и других отложениях, где отмечается периодичность климатических колебаний. В настоящее время можно считать установленным, что климатические флуктуации просматриваются повсеместно в одно и то же время, хотя и отражаются по-разному в зависимости от местных природных условий. Глобальность крупных изменений, которые повторялись на всех широтах земного шара, подтверждается при изучении непре-

рывных разрезов, особенно кернов скважин, комплексом методов, как биостратиграфических и климатостратиграфических, так и физико-химических (палеомагнитные — ПМ, радиологические, изотопные методы и т.п.).

Х. Фор (Faure, 1984) приводит яркие примеры значения изучения глобальных климатических изменений, происшедших в сравнительно недавнем прошлом, для современного человечества. Так, в Сахаре границы пустыни колебались несколько раз на более чем сотни километров даже в последние 20 тыс. лет. Современное опустынивание Сахела произошло в течение последних нескольких сотен лет как отклик в ответ на природные колебания дождей, усилившихся вмешательством человека.

Другое глобальное изменение за последние 18 тыс. лет (со времени последнего ледникового) — быстрое поднятие уровня моря в результате таяния льда. Очень много воды было добавлено в океаны, затопившие большую часть континентальных шельфов, разрушив почву и растительность и оставив в воспоминаниях человека миф о "потопе".

Природные, медленно накапливающиеся слои снега, ленточных илов и ископаемых микроорганизмов на дне озер и моря, древесных колец или других долговременных серий могут содержать детальные сведения о прошлых событиях. Эта информация может быть получена из геохимических, изотопных, микробиологических или биометрических данных, как бы вписанных в датированные последовательные слои. Все эти долговременные серии показывают связанные вариации астрономических, физических, химических или биологических параметров, относящихся к истории глобальных изменений. Они могут быть ясно реконструированы, иногда год за годом до какого-то времени назад (Faure, 1984).

После краткого вступления перейдем к конкретному прослеживанию глобальных событий в конце плиоцена и в четвертичном периоде.

Внутри плиоцена и четвертичного периода имеются хорошо выраженные климатические циклы, прослеживающиеся на фоне общего постепенного похолодания. В Северной полушарии оно в основном падает на поздний неоген, когда появились оледенения в пределах континентов и плавучие льды в океане (началось оно где-то в начале позднего плиоцена — 3,4 млн лет назад (л.н.), но особенно резко проявилось около 2,5—2,4 млн л.н.). В Южном полушарии плавающие льды, по-видимому, образовались ранее 4 млн л.н. В Западной Антарктике интенсивный ледниковый щит существовал в позднем миоцене, а в плиоцене он образовался и в Восточной Антарктике и был много больше современного. Наличие ледникового щита в Южном полушарии привело к понижению уровня моря (что объясняется гляциоэвстатическими причинами) и регрессии в мировом масштабе. Таким образом, континентальное оледенение началось в высоких широтах Южного полушария раньше, чем в Северном.

Наиболее значительное похолодание в плиоцене и связанное с ним понижение уровня Мирового океана близко совпадают по времени с нижней границей эпох Гаусс и Матуяма, когда произошла смена прямой полярности на обратную. По шкале Е. Мартини (Martini, 1971) на это время падает наннопланктоновая зона *Discoaster pentaradiatus*. В арктическом бассейне появляются бореальные моллюски. В Нидерландах формируются отложения претиглия с холодной флорой. Несомненно, что и до претиглия существовали холодные фазы в плиоцене Нидерландов, но ни одна из них не вызвала такого крупного опустошения во флоре, как в претиглии. В это время верхняя граница распространения леса в первый раз за весь поздний кайнозой проходила южнее Нидерландов и подвинулась снова к северу лишь в последующую теплую фазу, в тиглии.

В Советском Союзе холодная таежная флора впервые в плиоцене появляется в чистопольском горизонте. Отложения его характеризуются хапровской фауной млекопитающих. Это время в фауне грызунов отличается присутствием первого болотного лемминга — *Synaptomys mimomifor mis* (местонахождение Симбугино в Башкирском Предуралье). Первые лемминги отмечены также в фауне вилления в Северной Европе и в Польше. В Южной Европе границе Гаусс—Матуяма соответствует начало среднего виллафранка; с ним совпадает тибрская граница, к которой приурочена резкая смена растительности в Италии: вымирание *Taxodium*, *Sciadopitys* и др. и последующее ста-

новление растительности, указывающей на ухудшение климата (Lona, Bertoldi, 1973). На это же время в Италии падает крупная эрозионная фаза (акватраверская), которая сопровождается вулканической деятельностью. Изучение террас Нижнего Рейна привело К. Брунакера и др. (Brunaker et al., 1977) к заключению, что начало оледенения в данном регионе датируется около 2,4 млн лет.

Все эти события предположительно являются отражением возникшего в Северном полушарии оледенения, эквивалентного, по-видимому, биберскому оледенению Альп и появлению первой ледяной шапки в Исландии. Бурение, проведенное в Северной Атлантике, показало, что континентальное оледенение в Северном полушарии могло начаться около 3–2,5 млн л.н.

Сейчас, по мере накопления фактов, можно говорить о большом сходстве между климатическими изменениями в Атлантике, Карибском бассейне, Пацифике и Субантарктике в течение позднего плиоцена и четвертичного периода. Оледенение в высоких широтах около 2,5–2,4 млн л.н. находит хорошее отражение в ядрах дна океана: наиболее древний, принесенный льдами детрит был обнаружен на широте 60° близ границы Гаусс–Матуяма. О. Бенди (Bendi, Ingle, 1970) считал, что около 2,5 млн л.н. одна из ветвей Гольфстрима, которая текла в течение мела, палеогена и большей части неогена вдоль восточного края Северной Америки, была внезапно блокирована появлением айсбергов в море Лабрадор и Гольфстрим был смещен к югу, к его современному положению, много южнее 45° с.ш. Лабрадорское течение, возможно, сформировалось в это время в результате сильного похолодания; в Северной Атлантике возникла полярная арктическая область, развилась холодноводная фауна. Появление плавучего льда в Северной Атлантике совпадает со временем появления ледникового детрита (2,5 млн л.н.) и в северной Пацифике.

В Северном море преобладало прогрессирующее обмеление, на что указывает изменение фауны от неритической к литоральной и почти к наземным группировкам в центре Нидерландов. К этому времени относятся отложения нижней части исенского крага, в которых отмечается бореальная и арктобореальная фауна моллюсков. В нижнем ирене устанавливается по крайней мере двукратное изменение температуры воды от холодной к умеренно теплой, а по данным наземной флоры – аналогичное изменение температуры воздуха (Funnel, 1973).

Близ границы Гаусс–Матуяма существенное похолодание отмечается и в Северной Азии. По данным В.С. Волковой и Ю.П. Барановой (1980), на юге Западной Сибири в это время формируется таежная растительность; севернее развивались лесотундровые и тундровые ассоциации; в фауне моллюсков вымирают теплолюбивые виды. Фауна млекопитающих в Северном Казахстане, Сибири, Забайкалье и Монголии характеризуется широкой адаптивной радиацией рода *Equus*, расселением родов *Archidiskodon* и *Eucladoceros*. Эта фауна хорошо коррелирует со средним виллафранком Европы (Вангенгейм, Зажигин, 1972).

В Средней Азии в качестве геологического рубежа, свидетельствующего о наступании континентального и аридного климата, можно рассматривать начало лёссообразования (Додонов, 1986). В Южном Таджикистане и в Приташкентском регионе оно началось около 2,4 млн л.н., близ границы Гаусс–Матуяма (каменные лёссы). К тому же времени относится начало формирования лёсса в Северном Китае (лёсс учэн). В фауне млекопитающих Северного Китая появляется *Equus* (*An Zhisheng*, 1984). Указанный автор отмечает, что геологические события, имеющие место в ранней Матуяме, связаны с глобальными климатическими изменениями и в то же время с поднятием Тибетского плато и Гималаев, приуроченным к границе эпох Гаусс–Матуяма. Похолодание климата началось в Северном Китае около 3,5 млн л.н. (начало позднего плиоцена), в период 3,5–2,5 млн л.н. климат стал еще более прохладным; но главное ухудшение климата, сопровождавшееся сухостью и холодом, имело место 2,4 млн л.н.

Флювиально-озерные отложения Северного Китая, известные как формация нихэвань или санмэнь, развиты в межгорных бассейнах. Формация нихэвань разделяется на две части (*Zhang Shouxin*, 1987). Верхняя часть (желтый нихэвань) содержит иско-

паемую фауну позвоночных, описанных П. Тейяром де Шарденом и И. Пивето (Teilhard de Chardin, Piveteau, 1930). Она коррелятна фауне позднего виллафранка Европы. Нижняя часть (зеленый нихэвань) содержит более раннюю фауну. Нижняя нихэвань, в свою очередь, подразделяется на три пачки. Верхняя пачка содержит позднплиоценовую фауну, которая приурочена к интервалу времени от границы Гаусс–Матуяма (2,4 млн л.н.) до эпизода Олдувей (1,8–1,6 млн л.н.). Согласно магнитной полярности разреза Ченжян слои с *Equus sanmeniensis* датируются 2,4 млн л.н. (An Zhisheng, 1984).

Весьма благоприятную почву для изучения стратиграфии неогеновых и четвертичных отложений представляет п-ов Индостан. Неогеновые и четвертичные отложения широко развиты у подножия Гималаев (на северо-западе Индии и на Потварском плато), а также в Кашмирской долине. Наиболее характерные разрезы представлены пресноводной молассой мощностью более 5000 м, включаемой в сиваликскую группу отложений. В целом сиваликская группа охватывает отрезок времени от миоцена до плейстоцена включительно. Мы коснемся здесь лишь отложений верхнего сивалика, включающих три подразделения: татрот, пинджор и валунный конгломерат.

В 1979 г. Н.Д. Опдайк и др. (Opdyke et al., 1979) провели палеомагнитное изучение верхнесиваликской толщи в Пакистане, которое в дальнейшем было подтверждено датировками трековым методом по циркону из бентонитовых туфов. Последние находятся под и над границей Гаусс–Матуяма. Исследования Н.Д. Опдайка и др. показали, что граница татрота и пинджора совпадает с инверсией Гаусс–Матуяма (около 2,47 млн л.н.). В пинджоре широко распространяются роды *Equus*, *Elephas* и *Bos*. Широкое развитие рода *Equus* вблизи границы ПМ-эпох Гаусс–Матуяма характерно не только для Центральной Азии, но и для Евразии в целом. Вероятно, это было обусловлено возросшей аридностью климата и появлением открытых степных пространств. Для большинства регионов Центральной Азии на этом же рубеже отчетливо прослеживаются тектонические фазы.

В долине Кашмира, к северу от Сиваликов, залегает мощная толща отложений озерного, ледникового и аллювиального генезиса, перекрытая лёссовыми образованиями. Эти отложения известны как отложения каревы. Они подразделяются на две формации: нижняя – "хирпур" и верхняя – "нагум". В недавнее время исследования, проведенные Д. Агравалом и др. (Agrawal et al., 1981), показали, что внутри формации хирпур выделяется три горизонта конгломератов, переслаивающихся с илами, песками и суглинками. ПМ-изучение показало, что граница Гаусс–Матуяма находится в 10 м ниже конгломератов слоя III, которые относятся ко времени оледенения.

В континентальных отложениях, переслаивающихся с морскими, группы Осака, в районе Кинки в Японии, отмечаются климатические изменения от тепла к холоду в интервале 2,2–2,3 млн л.н. (Itihara, Kamei, 1987), вблизи границы Гаусс–Матуяма.

По данным Д. Истербрука и Дж. Буллсторфа (1986), изучение отложений позднего плиоцена и четвертичного периода Северной Америки показало необходимость ревизии их стратиграфии и терминологии. В настоящее время самая древняя морена Элк-Крик у Афтона (оледенение "Пони") перекрывается пеплом, который имеет датировку 2,2 млн лет, она может быть коррелятна претиглию Европы и чистопольскому горизонту схемы СССР. Во внеледниковой области США наиболее древнему оледенению Северной Америки – "Пони" – соответствует вымирание теплолюбивых элементов в фауне позвоночных *Nannipus* и *Tremarctos*, около 2,3 млн л.н. появляется *Hypolagus* (Линдсей, 1984).

Таким образом, граница Гаусс–Матуяма, как вытекает из вышесказанного, на всей территории Северного полушария отмечается оживлением тектонических движений, понижением уровня океана, резким похолоданием и аридизацией климата, а в ряде мест – оледенением и накоплением лёссов. Ж. Сук (Suc, 1984) считает, что это время наибольшего остепнения в плиоцене и раннем плейстоцене (зоплейстоцене) характеризовалось появлением *Artemisia* и *Ephedra*.

В данной работе мы не ставим целью детальный разбор вопроса о событиях, характерных для этого временного среза на территории Южного полушария. Однако, чтобы

подчеркнуть их глобальность, ниже остановимся на анализе событий, происходивших около 2,5–2,4 млн л.н. на территории Южной Америки и Новой Зеландии.

В Южной Америке монтермоссский век, судя по фауне млекопитающих, представлял теплую саванну. Возраст его от немного ранее 5 млн лет до 3 и 2,5 млн лет. Конец монтермоссского времени отмечается первым появлением большого числа млекопитающих североамериканского происхождения, начиная собой хорошо известный "великий американский фаунистический обмен". По мнению некоторых исследователей (например, Marshall, 1982), это событие связано с окончательным становлением около 3 млн л.н. Панамского сухопутного моста, который привел к первой непосредственно сухопутной связи между двумя Америками. Это время – начало новой формации – уки. Формация уки, согласно K/Ar-возрасту и ПМ-полярности, получила датировку в ранге от 2,5 до 1,5 млн лет. Таким образом, начало ее совпадает со временем глобального похолодания. Вероятно, событие, связанное с окончательным становлением Панамского сухопутного моста, обусловленное, несомненно, понижением уровня моря, и великий обмен фауны между двумя Америками относятся ко времени глобального похолодания около 2,5–2,4 млн л.н. близ границы Гаусс–Матуяма.

В последнее время стратиграфия плиоцен-четвертичных отложений Новой Зеландии подверглась значительной ревизии. Ниже приводятся новые данные по стратиграфии отложений интересующего нас отрезка времени, опубликованные А. Бью и А. Эдвардом (Beu et al., 1987). Большая часть Новой Зеландии покрыта плейстоценовыми континентальными отложениями; на Южном острове развит гравийный (флювиогляциальный) материал, близ Южных Альп в разрезах ледниково-межледниковых отложений представлены морены и аллювий. Поднятые морские межледниковые террасы прослеживаются во многих местах вдоль побережий. Огромные игнимбритовые покровы и другие вулканические породы были выведены наружу в Центральном вулканическом регионе Северного острова в течение эоплейстоцена и плейстоцена. Одновозрастные им прослой пепла употребляются для датирования и корреляции континентальных и морских отложений.

К позднему плиоцену и, возможно, низам эоплейстоцена нашей схемы в Новой Зеландии относится нукумарусский ярус. Начало аккумуляции его отложений знаменуется первым похолоданием морских вод, вторжением субантарктических моллюсков *Chlamys patagonica delicatula* и крабов *Josquinotia edwardsii*; появляются они в основании нукумарусского яруса ~ 2,4 млн л.н., близ границы Гаусс–Матуяма, одновременно со становлением ледовой аккумуляции в Северном полушарии. Авторы этих новых данных отмечают, что, по-видимому, первое появление оледенения на суше Новой Зеландии (оледенение Росс на западе Южного острова) также происходит в это же время.

Итак, на примере Южной Америки и Новой Зеландии можно видеть, что и на территории Южного полушария около 2,5–2,4 млн л.н. близ границы ПМ-эпох Гаусс–Матуяма отмечаются резкое похолодание и аридизация климата, сопровождавшиеся на Южном острове Новой Зеландии оледенением. К этому времени приурочено и начало эпохи лёссовобразования в Новой Зеландии, оживление тектонической и вулканической деятельности.

Следующее глобальное изменение климата достигло Северного полушария вскоре вслед за сменой прямой полярности на обратную, в верхней части эпохи Матуяма, вблизи вершины ПМ-эпизода Олдувей (около 1,6 млн л.н.). Это похолодание произошло в начале четвертичной системы, нижняя граница которой принята в настоящее время международной стратиграфической комиссией на уровне 1,65 млн л.н. По шкале Д. Бакри (Bakry, 1973) на это время падает наннопланктонная зона *Gephyrocapsa oceanica* и подзона *Emiliana ovata*; в Средиземноморье – зона *Globigerina cariacensis* (Кола-лонго и др., 1984). Несколько раньше близ вершины Олдувея (около 1,7 млн л.н.) исчезает *Discoaster brouweri*. Нужно отметить, что сам ПМ-эпизод Олдувей находится еще в пределах тиглия, достаточно теплого отрезка времени, в течение которого, по данным Ю.Б. Гладенкова (1978), в Атлантике появляются моллюски тихоокеанского

происхождения, а в бассейне Северного моря — представители моллюсковой фауны атлантического побережья Южной Европы. Это явление рассматривается Ю.Б. Гладенковым как свидетельство существования в более раннее время (возможно, еще в претиглии. — *К.Н.*) в пределах Исландии и Северной Франции гипотетического моста Туле, который, по-видимому, исчез в конце плиоцена — начале четвертичной системы (начало четвертичной системы определяется еще в конце теплого отрезка времени близ вершины Олдуея 1,65 млн лет). Распадение моста Туле предоставило доступ бореальным элементам в более южные моря, поскольку повышение уровня моря стимулировало открытие пролива Па-де-Кале. Этим можно объяснить появление в калабрии (сантернии по современным данным) Средиземного моря арктобореальных элементов фауны моллюсков (*Arctica islandica*, *Astarte* и др.), остракод и планктонных организмов (Гладенков, 1978). По нашему мнению, в это же время открылся и Гибралтарский пролив, что и привело непосредственно к появлению арктобореальной фауны моллюсков в Средиземном море.

По-видимому, все эти события предшествовали началу аульской эрозионной фазы в Италии, за которой последовали регрессия моря, похолодание и аридизация климата. В Исландии и на Аляске отмечаются следы оледенения, в океанических осадках появляется галька ледового разнота.

На континенте в Италии для данного отрезка времени характерна фауна млекопитающих Оливола, которая относится А. Аццароли (Azzaroli, 1983) к началу позднего виллафранка и датируется 1,7 млн лет. А. Аццароли считает ее еще близкой к тегеленской фауне Нидерландов. В то же время К. де Джули и др. (De Jiuli et al., 1983) считают фауну Оливола моложе тегеленской, основываясь на отсутствии в последней рода *Canis* и *Pachycrocuta brevirostris*, а также примитивной формы *Mammuthus (Archidiskodon) meridionalis* и *Leptobos*, имеющих в фауне Оливола. Миграция рода *Canis* и крупной гиены может быть отнесена за счет похолодания, которое устанавливается по наличию в эбрунии холодной флоры. Так или иначе фауна Оливола может знаменовать собой переход к четвертичному периоду.

Более молодая фауна Тассо в Италии относится К. де Джули ко времени полной деградации климата в эбрунии. Она может быть коррелятна верхней части зоны *Globigerina cariacensis*. Эбруний был выделен В. Загвейном в Нидерландах. Схема В. Загвейна (Zagwijn, 1985) основана преимущественно на анализе спорово-пыльцевых данных, частично на фауне млекопитающих и привязана к палеомагнитной шкале. В ней выделены "холодные" и "теплые" горизонты. Как уже отмечено выше, граница плиоцена и плейстоцена проводится В. Загвейном под первым "холодным ярусом" претиглием (2,4–2,3 млн л.н.); следующим "холодным ярусом" является эбруний. В эбрунии в фауне млекопитающих появляются первые некорнезубые полевки, начало эбруния датируется около 1,6 млн л.н. Таким образом, нижняя граница его довольно близка нижней границе четвертичного периода — 1,65 млн л.н. "Холодному ярусу" эбрунию соответствует явно выраженное похолодание в верхней части бавентия Восточной Англии, которое устанавливается в основном по спорово-пыльцевым данным и по микрофауне (Funnel, 1987). Во всей Северной Палеарктике оно отмечается появлением среди фауны млекопитающих некорнезубых полевок. Во флоре преобладает растительность открытых пространств. Низы эбруния и бавентий обладают нормальной намагниченностью (Monfrans, 1971).

В Северном море к этому времени приурочен близкий к современному комплекс моллюсков с *Masoma baltica* (верхний исен); впервые появляются льды. В Арктическом бассейне Ю.Б. Гладенков (1978) отмечает появление северобореального комплекса моллюсков. В высоких широтах и в горах многие связывают с этим временем оледенение. На юге Европейской территории СССР эбрунию и позднему виллафранку соответствует домашкинский горизонт схемы К.В. Никифоровой и др. (1980, 1984), в отложениях которого содержится фауна одесского комплекса с *Archidiskodon meridionalis meridionalis*; среди грызунов появляются некорнезубые полевки, отмечается бореальная фауна пресноводных моллюсков обедненного видового состава. В Каспий-

ском бассейне эта фауна встречается в полупресноводной толще вместе с апшеронскими моллюсками. В Азербайджане В.М. Трубухиным установлен олдувейский эпизод вблизи границы акчагыла и апшерона (Никифорова, 1987).

В Азиатской части СССР, в Сибири, Казахстане и Забайкалье, существенные изменения в фауне млекопитающих намечаются в отложениях с кизихинским комплексом млекопитающих. В фауне грызунов появляются некорнезубые полевки *Allophaiomys*, *Prolagurus*, *Eolagurus*, а в фауне крупных млекопитающих широко распространяется род *Præovibos* (Вангенгейм, Зажигин, 1972). Примерно к тому же времени, по данным В.С. Волковой и Ю.П. Барановой (1980), приурочено развитие в Западной Сибири зеленомошных болот с еловыми лесами по долинам рек и карликовой березой (лесотундра), а также болотно-степных ассоциаций (тундра), что было обусловлено сильным похолоданием климата.

В Центральной Азии на границе позднего плиоцена и зоплейстоцена произошло обширное поднятие горных сооружений (Памира, Памиро-Алая), что создало предпосылки увеличения суровости климата высокогорья и уменьшения увлажненности внутренних территорий, таких, как Таджикская депрессия. Увеличилась область перигляциальной зоны в горах, возросла скорость накопления лёссового материала. В горах произрастали хвойные леса, на юге Таджикской депрессии преобладали пустынно-степные ландшафты с тугайными зарослями вдоль рек. В животном мире преобладали группировки степных и лесостепных пространств при наличии форм крайне аридных обстановок (Додонов, 1986). Как уже было сказано выше, неогеновые и четвертичные отложения широко развиты у подножия Гималаев, в долине Кашмира, в прибрежных регионах Индийского полуострова и на Андаманских островах. Кроме последних, везде они представлены континентальными отложениями. Возраст их до сих пор еще спорен. По данным Д.П. Агравала (*Agrawal et al*, 1981), поздний плиоцен и ранний плейстоцен на Андаманских островах представлены тайпинским (поздний плиоцен) и шомпенйским (ранний плейстоцен) ярусами. В отложениях последнего присутствует *Globorotalia truncatulinoides*. Таким образом, отложения шомпенйского яруса находятся в пределах Олдувейского эпизода. У подножия Гималаев в континентальных отложениях сиваликской серии Д.П. Агравал и др., исходя из ПМ-данных, проводят границу N/Q, совпадающую с похолоданием в горах и аридизацией внутри пинджора (близ вершины Олдувейского эпизода); в Кашмире — между III и II слоями конгломератов формации хирпур (нижняя карева).

Северный Китай, на топографию которого в течение плиоцена и плейстоцена воздействовали климат и тектоника, является классическим регионом для изучения континентальных геологических событий. Хорошо изучен разрез Лочуань (*Zhang Shouxin*, 1986), где имеется 136-метровая непрерывная лёссовая толща, перекрывающая красные глины плиоцена. Здесь выделены три стратиграфических подразделения: лёсс учэн, лёсс лиши и лёсс малань. Лёсс учэн относится к раннему плейстоцену; лиши — к среднему плейстоцену, начало которого китайские геологи относят примерно к 1 млн л.н.; и маланьский лёсс — к позднему плейстоцену.

Формирование лёсса учэн, начавшееся вблизи границы Гаусс—Матуяма, продолжалось примерно до эпизода Харамильо или даже несколько позже (около 750—800 тыс. л.н. по другим авторам). Эпизод Олдувей находится в толще учэнского лёсса на глубине 100—110 м от вершины разреза.

Аллювиально-озерные отложения, развитые в межгорных бассейнах в Северном Китае, стратиграфически соответствующие учэнскому лёссу, известны как формации нихэвань или санмэнь. Формирование их началось, по-видимому, около 3 млн л.н. Как мы отмечали выше, нихэвань разделяется на две части по цвету. Остатки млекопитающих, описанные в свое время П. Тейяром де Шарденом и И. Пивето (*Teilhard de Chardin*, *Piveteau*, 1930), приурочены к верхней части (желтый нихэвань), которая и интересует нас в настоящее время. В этой фауне очень мало плиоценовых форм, но в основном содержатся более молодые четвертичные элементы: *Bison sp.*, *Equus sanmeniensis*, *Eucladoceros boulei*, *Elasmotherium sp.* и др., соответствующие поздненивьялафранкской

фауне Европы (An Zhisheng, 1984). По ПМ-данным, возраст нихэваньской фауны, вероятно, находится в пределах между Харамильо и Олдувеем (Li, Wang, 1982) и, таким образом, по-видимому, отвечает холодному эбуриону Нидерландов.

Из азиатских разрезов, соответствующих интересующему нас временному срезу, характеризующемуся послеолдувейским похолоданием и аридизацией климата, непосредственно следовавшему за началом четвертичной системы, рассмотрим разрезы группы Осака района Кинки в Японии. Отложения группы Осака занимают промежуток времени примерно от 3 до 0,3 млн л.н., т.е. от эпохи Гаусс примерно до середины эпохи Брюнес. Представлены они озерными и аллювиальными фациями плиоцена, эоплейстоцена и плейстоцена с включениями большого количества прослоев туфов и морских глин. Общая мощность отложений группы Осака в центральной части Кинки достигает 200–600 м. Они несогласно залегают на миоценовых и дотретичных породах и также дискордантно перекрыты террасовыми отложениями (Itihara, Kamei, 1987). Отложения группы Осака богаты ископаемыми растительными и животными остатками. Наиболее нижняя часть отложений формировалась в условиях теплого климата, который характеризовался расцветом флоры *Metasequoia*; немного позднее вершины Олдувейского эпизода, около 1,59 ± 0,22 или 1,60 ± 0,25 млн л.н., в результате ухудшения климата начинается вымирание флоры *Metasequoia*, время начала этого события и принимается указанными авторами в качестве границы N/Q.

Т. Камей и Х. Оцука (Kamei, Otsuka, 1981) выделяли в фауне группы Осака шесть зон млекопитающих. Зоны 2 и 3 (*Stegodon suqiyamai* и *S. akashiensis*) характеризуются индо-малайским фаунистическим комплексом плюс умеренно лесными до травяных элементами, идентичными нихэваньской фауне Северного Китая (смешанный фаунистический комплекс верхней части нихэваня). Камей отмечает, что *Elaphurus*, характерный элемент нихэваньской фауны, появляется в зоне 3, как и *Stegodon akashiensis*, что совпадает со временем начала вымирания флоры *Metasequoia*. Таким образом, и в Японии ко времени существования в европейских разрезах фауны верхнего виллафранка, а в северо-западной Европе — эбуронской флоры и фауны также приурочены похолодание и аридизация климата.

В Северной Америке этому временному срезу отвечает переход от фауны бланко к ирвингтонской, приуроченный к олдувейскому ПМ-эпизоду. На юго-западе США этот переход, который совпадает и с границей N/Q, может быть наиболее четко установлен в двух разрезах: в долине Сан-Педро в Аризоне и в разрезе бедленда Анса-Боррего в Южной Калифорнии. По этим разрезам имеются ПМ-данные и радиоизотопные датировки (Линдсей, 1984). В долине Сан-Педро на рубеже около 1,9 млн л.н. в фауне Кёртис-Ранч отмечается появление рода *Lepus*. Как пишет Э. Линдсей, в последнее время эти остатки определяются как принадлежащие крупному виду *Silvilagus*, посему фауна Кёртис-Ранч, по-видимому, переходная от бланко к ирвингтону и принадлежит самому позднему плиоцену. В разрезе Анса-Боррего ископаемые позвоночные относятся к бланко и ирвингтону. Последнему соответствует появление *Smilodon* — 1,65 млн л.н. и *Euceratherium* — 1,6 млн л.н. Граница бланко–ирвингтон определяется таким образом, по нашему мнению, уровнем появления *Smilodon* (1,65 млн л.н.) в разрезе Анса-Боррего. Э. Линдсей указывает также, что с эпизодом Олдувей связываются, вероятно, самые ранние находки *Mammuthus* фауны Уелш-Велли в Северной Америке, эмигрировавшие из Евразии.

Данные радиологического возраста по К-Аг, имеющиеся в Северной Америке, показали границу между ирвингтоном и бланко примерно на уровне 1,9–1,5 млн л.н. Ирвингтонская фауна может быть сопоставлена с фауной позднего виллафранка. Время ее формирования, по-видимому, коррелирует эбуриону Северной Европы. По данным Дж. Белльсторфа (Boellstorff, 1978), в центральной части США за последние 3 млн лет устанавливаются четыре главных холодных периода. Второй из них совпадает со временем между 1,9–1,5 млн л.н. (время формирования ирвингтонской фауны). Однако климат его не был достаточно суровым для того, чтобы ледники могли достичь штата Небраски и центральной части штата Айова.

В морских отложениях в это время также отмечается похолодание. В разрезе каньона Белком, в бассейне Вентура (Западная Калифорния) в основании морских отложений яруса уиллирий (формация пико) наблюдается преобладание холодостойких и субарктических фораминифер *Neogloboquadrina pachyderma* (левозавернутая), присутствуют *Globorotalia truncatulinoides* и *G. tosaensis*. В Южном полушарии, в Аргентине, времени 1,6–1,5 млн л.н. соответствуют первое понижение уровня моря, похолодание климата, накопление отложений формации инсинада (Pascual, 1984). Если сравнивать разрезы Аргентины со стратотипическим разрезом Врика в Италии, то граница N/Q должна быть проведена несколько ранее накопления формации инсинада.

В Новой Зеландии граница N/Q определяется А.Е. Эдвардсом (Edwards, 1987) в верхней части нукумарусского яруса. Она коррелирует с вершиной Олдувейского эпизода (немного выше). Нукумарусский ярус датируется от 2,2–2,4 до 1,3 млн лет. А.Е. Эдвардс указывает, что граница N/Q может быть прослежена, учитывая влияние гляциоизостатического фактора, в трех разрезах Новой Зеландии: Девис Элбоу, Мангаопари Стрим и Нукумару Бич, несколько выше вершины Олдувея и первого появления *Gephyrocapsa sinuosa*. Таким образом, на территории Южного острова это время также отмечается похолоданием и оледенением.

Кратко отметим, что последнее глобальное похолодание в эоплейстоцене имело место на уровне несколько позднее верхней границы ПМ-эпизода Харамильо – холодный пик 22-го яруса на кривой Н. Шеклтона и Н. Опдайка (Shakleton, Opdyke, 1976), датируемый 0,85–0,80 млн лет. С ним совпадают верхи сицилия в Италии (со времени появления холодной птероподовой фауны), морозовский горизонт схемы К.В. Никифоровой и др. (1980, 1984), гляциал дорст в Нидерландах, гюнц альпийской шкалы; в Китае это время формирования лёсса лиши и, наконец, в Северной Америке – оледенения небраска, морена которого, по данным Д. Истербрука и Дж. Буллсторфа (1986), имеет обратную намагниченность и датируется где-то в пределах верхней части эпохи Матуяма. В Новой Зеландии примерно к этому времени приурочено появление *Calcidiscus macintyreii*.

К этому временному срезу многие исследователи Западной Европы (Shakleton, Opdyke, 1976; Azzaroli, 1983; Rudgieri et al., 1984; и др.) относят границу между ранним и средним плейстоценом (эоплейстоценом и плейстоценом в СССР).

Вслед за этим кратковременным похолоданием отмечается последний заметный рубеж, близко совпадающий с границей Брюнес–Матуяма. Наступившее кромеерское межледниковье (около 0,75 млн л.н.) отличается глобальным потеплением (начало плейстоцена шкалы СССР). Однако постепенно развивающееся похолодание очень скоро приводит к глобальному оледенению и характеризует плейстоцен как ледниковый этап, отмечающийся частыми климатическими флуктуациями и быстрой сменой ледниковых и межледниковых эпох, что четко прослеживается на кривой Н. Шеклтона и Н. Опдайка (Shakleton, Opdyke, 1976). Это было самое значительное похолодание. Оно началось на границе Брюнес–Матуяма 0,73 млн л.н. и сказалось как на развитии материкового оледенения в обоих полушариях, так и на формировании современных северобореальных фаун с элементами арктических в бореальных широтах океана. Арктический бассейн окончательно был занят паковым льдом; в фаунах млекопитающих развиваются холодостойкие виды (фауна позднего бихария Северной Европы, тираспольская фауна в СССР, галерийская фауна Италии, фауна позднего ирвингтона Северной Америки). Этот период времени Р. Селли назвал "ледниковым плейстоценом" (Selli, 1975). По шкале Европейской части СССР (Никифорова и др., 1980) граница Брюнес–Матуяма проходит в верхней части "теплого" михайловского горизонта близ границы с "холодным" платовским. В Италии михайловского горизонту соответствует портуензий, который сменяется "холодным" тарквинием. В Западной Сибири, по данным В.С. Волковой и Ю.П. Барановой (1980), в раннем плейстоцене (схемы СССР) дриасовая флора расселилась к югу от границы оледенения вплоть до 60° с.ш. Территория равнины покрывалась мощным ледником, южная граница которого проходила по 62° с.ш. В Средней Азии, по данным А.Е. Додонова (1986), граница эоплейстоцена и

плейстоцена (0,8–0,7 млн л.н.) ознаменовалась резким усилением тектонических движений и активным воздыманием Памира и Памиро-Алая. Отложения верхнего плиоцена и эоплейстоцена были смяты и нарушены разломами. С этой фазой тектогенеза были связаны проявление соляной тектоники и перестройка гидрографической сети. Возросшая аридизация внутренних областей Средней Азии привела к сокращению ледников и превращению их в горно-долинные; на Восточном Памире, по-видимому, в это время возникла вечная мерзлота (Чедия, 1972). Как считает А.Е. Додонов, палеоклиматические флуктуации, начавшиеся в раннем плейстоцене, зафиксировались в чередовании горизонтов лёссов и палеопочв. Во время оледенений устанавливается более континентальный климат; в предгорьях лесная зона деградировала и распространились прохладные сухие степи, смыкавшиеся к югу с пустынями и полупустынями. Это приводило к усилению деятельности ветра и повышению аккумуляции лёсса в предгорьях.

Почти та же картина усиления тектонических движений, поднятия Тибетского плато и образования лёссов в предгорьях наблюдается на этом возрастном срезе и в Китае. В течение плейстоцена, примерно соответствующего среднему и позднему плейстоцену схемы Геллера и Лю Дуншена (Heller, Liu Tungsheng, 1982), отмечается чередование лёссов и палеопочв, как и в разрезах Средней Азии.

В Индии к плейстоцену относится формация нагум (она находится внутри ПМ-эпохи Брюнес – Agraval et al., 1981), а также конгломерат III в бассейне Кашмир и выше-лежащая лёссовая серия. В Японии после исчезновения флоры *Metasequoia* в верхней части группы Осака климатические флуктуации сделались интенсивнее, что указывает на возникновение ледниковых условий внутри ПМ-эпохи Брюнес. Остатки растений дают возможность проследить чередование более холодного и более теплого климата. Они свидетельствуют также, что морские слои глин образовались в теплых климатических условиях (Itichara et al., 1987).

А. Тай (Tai, 1973) отнес описанную выше верхнюю часть группы Осака к зоне *Fagus*.

На основании хронологии вулканических пеплов, стратиграфического положения и состава доиллюинских морен Северной Америки Д. Истербрук и Дж. Буллсторф (1986) выделяют три группы (А, В, С). Ниже мы рассмотрим лишь морены группы А – самые молодые на данном отрезке времени. Они отражают несколько наступаний ледника и имеют сходный состав. Три морены этой группы имеют нормальную намагниченность, а самая древняя – обратную. Самая молодая в данной серии морен – морена А-1 моложе пепла Перлетт-0 (около 0,6 млн лет). Морены А-2, А-3 и А-4 имеют возраст между 0,7 и 1,2 млн лет, что вытекает из данных трековых датировок пеплов у Хартфорда в Южной Дакоте (0,76 ± 0,09 млн лет) и пепла Перлетт-С – 1,2 млн лет. Считается, что к морене А-1 принадлежит классическая канзасская морена, развитая в штате Айова у Афтона, а к типу морены А-2 – доканзасская морена.

Классическая небрасская морена (типичное местонахождение ее в Хаммен-Парке, севернее Флоренса) соответствует, по мнению выше указанных авторов, самой древней морене из группы А, морене А-4, и, таким образом, не коррелирует с мореной у Афтона. Типовая небрасская морена, как указывалось ранее, имеет обратную намагниченность и относится к концу эпохи Матуяма.

В то же время в разрезе у Хартфорда обнаружены две морены, перекрытые вулканическим пеплом и алевритом, на котором залегают третья морена. Указанные две морены, расположенные под горизонтом пепла, рассматривались раньше как канзасская и небрасская (Flint, 1955), поскольку пепел считался в то время позднеканзасским. Однако пепел у Хартфорда теперь датируется по трекам, как указано выше, 0,76 ± ± 0,09 млн лет, что определяет верхнюю границу двух нижележащих морен. Обе они нормально намагничены, и авторы помещают эти две морены в начало эпохи Брюнес.

Верхнюю морену в разрезе у Хартфорда, залегающую выше пепла, авторы считают иллюинской под вопросом.

Попытка провести корреляцию ледниковых плиоцен-нижнелейстоценовых отложений Северной Америки с европейскими, в том числе с отложениями Европейской

части СССР, показывает, что так называемый ледниковый плейстоцен может быть выделен в глобальном масштабе в одних и тех же возрастных рамках. Как вытекает из вышеизложенного на примере последнего отрезка геологического времени — конца плиоцена и четвертичного периода, крупные палеогеографические изменения происходили одновременно на всем земном шаре. Не исключено, что смена магнитной полярности, близко совпадающая с этими изменениями, влияла на колебания климата и возникновение оледенений и межледниковий, трансгрессий и регрессий океанов и морей, проявление тектонической активности и вулканизма, а также на развитие органического мира и других элементов лика Земли.

ЛИТЕРАТУРА

- Вангенгейм Э.А., Зажигин В.С.* Фауна млекопитающих Сибири и неоген-четвертичная граница // Междунар. коллоквиум по пробл. "Граница между неогеном и четвертичной системой": Сб. докл. М., 1972. Т. 2. С. 263–277.
- Волкова В.С., Баранова Ю.П.* Плиоцен-раннеплейстоценовые изменения климата в Северной Азии // Геол. и геофизика. 1980. № 7. С. 43–52.
- Гладенков Ю.Б.* Морской верхний кайнозой северных районов // Тр. ГИН АН СССР. 1978. Вып. 13. 194 с.
- Додонов А.Е.* Антропоген Южного Таджикистана // Тр. ГИН АН СССР. 1986. Вып. 409. 163 с.
- Истербрук Д.Дж., Булсторф Дж.* Палеомагнетизм и хронология раннеплейстоценовых морен центра США // Исследования четвертичного периода. М.: Наука, 1986. С. 122–127. (Избр. докл. XI Конгр. ИНКВА).
- Колалонго М.Л., Пасини Д., Раффи М.* и др. Биохронология морского плиоцена и нижнего плейстоцена Италии // 27-й МГК. Четвертичная геология и геоморфология. Секция С.03. Докл. М.: Наука, 1984. Т. 3. С. 49–57.
- Линдсей Э.* Плиоцен-плейстоценовая граница в континентальных отложениях юго-запада США // 27-й МГК. Четвертичная геология и геоморфология. Секция С.03. Докл. М.: Наука, 1984. Т. 3. С. 16–21.
- Никифорова К.В.* Объем эоплейстоцена // Изв. АН СССР. Сер. геол. XI. 1987. С. 79–92.
- Никифорова К.В., Кинд Н.В., Краснов И.И.* Хроностратиграфическая шкала четвертичной системы (антропогена) // 27-й МГК. Четвертичная геология и геоморфология. Секция С.03. Докл. М.: Наука, 1984. Т. 3. С. 22–32.
- Никифорова К.В., Краснов И.И., Александрова Л.П.* и др. Хроностратиграфическая схема позднего кайнозоя Европейской части СССР // Дистанционное зондирование: Докл. сов. геологов XXVI сессии МГК. М.: Наука, 1980. С. 65–68.
- Чедия О.К.* Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования. Фрунзе: Илим, 1972. Кн. II: Новейшая тектоника и палеогеография. 225 с.
- Agrawal D.P., Bhatt D.K., Kusumgar S., Pant R.K.* The Neogene-Quaternary boundary in India: A review // Proc. Ind. Acad. Sci. B. 1981. Vol. 90, N 2. P. 111–123.
- An Zhisheng.* A study on the lower boundary of Quaternary in North China — stratigraphic significance of the Matuyama / Gauss boundary // Acad. sinica. develop. in geosci; Contrib. to XXVII Intern. geol. congr., 1984, Moscow. Beijing: Sci. press, 1984. P. 149–157.
- Azzaroli A.* Quaternary mammals and the End-Villafranchian dispersal event — a turning point in the history of Eurasia // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1983. Vol. 44. P. 117–139.
- Bandy O.L., Ingle J.* Neogene planktonic events and radiometric scale California // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1970. N 124. P. 133–170.
- Beu A.G., Edwards A.R., Pillans B.J.* A review of New Zealand Pleistocene stratigraphy with emphasis on the marine rocks // First International colloquium on Quaternary stratigraphy of Asia and Pacific Area: Programs and abstracts. Osaka, 1987. P. 250–269.
- Boellstorff J.* Chronology of some late cenozoic deposits from the central United States and the ice ages // Trans. Neb. Acad. Sci. 1978. Vol. 6. P. 35–49.
- Brunaker K., Tobien H., Brelie G.* Pliozän und Altest Pleistozäne in der Bundesrepublik Deutschland — Ein Beitrag zur Neogene / Quarter Grenze // G. geol. Ser. 2. 1977. Vol. 41, fasc. 1/11. P. 131–163.
- Bukry D.* Coccolith stratigraphy. Leg. 13. Deep Sea Drilling Project // Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1973. Vol. 13, pt 2. P. 1343–1379.
- De Juli C., Fiarelli G., Mazza P., Torre D.* Confronto tra successioni marine e continentali del Pliocene e Pleistocene inferiore in Italia e nell'area mediterranea // Boll. Soc. paleontol. ital. 1983. Vol. 22, N 3. P. 323–328.
- Edwards A.R.* The Pliocene-Pleistocene boundary in New Zealand // The Neogene/Quaternary boundary definition and worldwide correlation. N.Y.: Cambridge Univ. press, 1987. P. 128–132.
- Faure H.* Global changes: statements from JUGS and INQUA: INQUA and global changes — Striologiae, 1984 // INQUA News Lett. 1984. N 6. P. 7–8.

- Flint R.F.* Pleistocene geology of eastern South Dakota // US Geol. Surv. Prof. Pap. 1955. N 262. P. 1–173.
- Funnel B.M.* Response of early Pleistocene North Sea faunas to environmental change // IX Congr. Intern. Union for Quaternary res.: Abstr. Christchurch, 1973. P. 109–110.
- Funnel B.M.* Late Pliocene and early Pleistocene stages of east Anglia and the adjacent North Sea // Quatern. Newslett. 1987. N 52. P. 1–11.
- Heller J., Liu Tungsheng.* Magnetostratigraphical dating of loess deposits in China // Nature. 1982. Vol. 300, N 5891. P. 431–433.
- Itihara M., Kamei T.* The Pliocene-Pleistocene boundary in the Osaka group, Japan // The Neogene/Quaternary boundary definition and worldwide correlation. N.Y.: Cambridge Univ. press, 1987. P. 225–235.
- Kamei T., Otsuka H.* The Plio-Pleistocene stratigraphy of Japan in relation to Proboscidean evolution // Proc. Field conf. Neogene-Quaternary boundary (India, 1979). Calcutta, 1981. P. 83–88.
- Lona F., Bertoldi E.* La storia del Plio-Pleistocene Italiano den il alcun sequence vegetation ali lacustri e marine. Roma, 1983. (Mem. Sci. fis. mat. e natur. Ser. VIII; Vol. 11. 54 p.
- Li Hua-mei, Wang Jun-da.* Magnetostratigraphic study of several typical geologic sections in North China // Quaternary geology and environment of China. Beijing: China Ocean press, 1982. P. 33–37.
- Marshall L.G.* Calibration of the age of mammals in South America // Phylogenie et paleobiogeographie. Lyon, 1982. P. 427–437. (Geobios. Mem. Spec.; N 6).
- Martini E.* Standart Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation // Proc. II Planctonic conf. Roma, 1971. P. 739–785.
- Monfrans H.M. van.* Palaeomagnetic dating in the North Sea Basin. Rotterdam: Princo, 1971. 113 p.
- Opdyke N.D., Lindsay E., Lohson G.D.* et al. Magnetic polarity stratigraphy and vertebrate paleontology of the Upper Siwalik Subgroup of northern Pakistan // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1979. Vol. 27, N 1/2. P. 1–34.
- Pascual R.* Late tertiary mammals of southern South America as indicators of climatic deterioration // Quaternary of South America and Antarctic Peninsula. Rotterdam; Boston, 1984. Vol. 2. P. 1–30.
- Rudgierr G., Rio D., Sprovieri R.* Remarks on the chronostratigraphic classification of Lower Pleistocene // Boll. Soc. geol. ital. 1984. Vol. 103. P. 251–259.
- Rutter N., Faure H.* Global change and the Quaternary // Episodes. 1987. Vol. 10, N 1. P. 3–4.
- Selli R.* The Pliocene-Pleistocene boundary in Italian marine sections and its relationship to continental stratigraphies // Progr. Oceanogr. 1975. Vol. 4, P. 67–86.
- Shakleton N.J., Opdyke N.D.* Oxygen-isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core. V-28-239. Late Pliocene to Latest Pleistocene // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1976. N 145. P. 449–464.
- Suc J.P.* Origin and evolution of the Mediterranean vegetation and climate in Europe // Nature. 1984. Vol. 307, N 5950. P. 429–432.
- Tai A.* A study on the pollen stratigraphy of the Osaka group: Pliocene-Pleistocene deposits in the Osaka basin // Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ. G. 1973. Vol. 39. P. 123–165.
- Teilhard de Chardin P., Piveteau I.* Le mammifères fossils de Nihowan (China). P., 1930. 19 p.
- Zagwijn W.H.* An outline of the Quaternary stratigraphy of the Netherlands // Geol. en mijnbouw. 1985. Vol. 64. P. 17–24.
- Zhang Shouxin.* The present state of knowledge on N/Q boundary in China // First International colloquim on Quaternary stratigraphy of Asia and Pacific Area: Programs and abstracts. Osaka, 1987. P. 77–79.

ABSTRACT

Four time-sections (2,5–2,4 mln.y., 1.65–1.60 mln.y., about 0.90 mln.y. and 0.75–0.70 mln.y.) have been traced featuring climatic fluctuations and other palaeogeographic events occurring in the Northern Hemisphere in the end of Pliocene–beginning of the Quaternary.

On the example of South America and New Zealand, similar events have been shown to take place in the Southern Hemisphere as well, which suggests their global character. Their close coincidence with magnetic reversals has been demonstrated.