

## Результаты палеомагнитных исследований плейстоценовых отложений Приазовья (разрез Ботиево)

© Г. В. Сливинская<sup>1</sup>, Т. В. Скарбовийчук<sup>1</sup>, В. И. Якушно<sup>1</sup>,  
И. А. Князькова<sup>2</sup>, 2012

<sup>1</sup>Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

<sup>2</sup>Приазовская КГП КП «Южукргеология», Волноваха, Украина

Поступила 2 августа 2011 г.

Представлено членом редколлегии О. М. Русаковым

Виконано палеомагнітні дослідження четвертинних осадових утворень, поширених на території Приазов'я та відібраних у берегових відслоненнях біля с. Ботієве. Стандартну процедуру розмагнічування зразків змінним магнітним полем і температурою, виділення характеристичної компоненти  $J_n^0$  методом Кіршвінк-аналізу використано для отримання вихідних даних для подальших палеомагнітних побудов. Аналіз одержаних результатів дає змогу встановити межу ортозон Матуяма—Брюнес на рівні відкладів мартоноського кліматоліту, в геомагнітній епосі Брюнес виділити принаймні 12 рівнів зміни полярності геомагнітного поля, а в геомагнітній епосі Матуяма — 3 зміни полярності.

A paleomagnetic study of Quaternary sedimentary rocks in seaside outcrops near the Botievo village from the Priazov area has been made. The standard procedure of the samples demagnetization by alternating magnetic field and temperature, the separation of the characteristic  $J_n^0$  component by the method of the Kirshvink analysis were used to acquire the initial data of further paleomagnetic constructions. Analysis of the received results allows to define the Matuyama—Brunhes boundary at the level of deposits of Martanosha stratigraphic horizon, we can find at least 12 reversed polarity intervals in Brunhes Chron and 3 normal polarity intervals in Matuyama Chron.

**Введение.** В статье излагаются результаты палеомагнитных исследований четвертичных осадочных отложений территории Приазовья, которые выполнены в рамках проведения геологического картирования масштаба 1:200000 по листу L-36-XII (Мелитополь).

Вследствие частой смены мощностей стратиграфических горизонтов и резких изменений условий седиментации (вплоть до полного отсутствия осадконакопления в определенные промежутки времени) в пределах сравнительно небольших территорий существуют значительные трудности идентификации и корреляции четвертичных отложений даже между близко расположенными районами. Кроме того, большинство континентальных четвертичных толщ являются фаунистически немymi, что значительно затрудняет установление их стратиграфических взаимоотношений. Для решения указанных стратиграфических проблем широко применяется палеомагнитный метод.

**Магнитостратиграфия плейстоцена Украины.** Так, в ходе выполнения многолетних палеомагнитных исследований было установ-

лено, что в намагниченности осадочных толщ плейстоцена Украины записан весь спектр эволюционного ряда магнитного поля Земли, начиная от микроэпизодов и до геомагнитных эпох включительно. А. Н. Третьяком в работе [Третьяк, Вигилянская, 1994] была представлена Магнитостратиграфическая шкала плейстоцена Украины, а также приведена статистика достоверности данных по эпизодам и событиям геомагнитного поля в плейстоцене Украины (см. таблицу), в основу которых легли результаты анализа авторами большого банка данных, полученных на тот момент времени как на Украине, так и за рубежом [Сох, 1969; Поспелова, Гнибиденко, 1972; Третьяк, Волок, 1976; Mankinen, Dalrymple, 1979; Гурарий и др., 1983; Morinaga et al., 1987; Поспелова, 1989; Еремин и др., 1992].

В последнее время благодаря использованию астрономической хронологии и современных наиболее надежных датировок по  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  методу удалось более точно привязать экскурсы к временной шкале, выделить новые. Так, согласно [Харленд и др., 1985; Berggren et al., 1995; Cande, Kent, 1995; Snowball, Torii, 1999]

**Статистика достоверности данных по эпизодам и событиям геомагнитного поля в плейстоцене [Третьяк, Вигилянская, 1994]**

Магнитное событие	Возраст, тыс. лет	Количество регионов	Количество разрезов	Индекс горизонтов	Палеопедагогические горизонты шкалы УМРСК (1983 г.)
Этрурия	2,5	9		Hl	Голоцен
Соловки	6,0	3		Hl	Голоцен
Гетеборг	12	36	105	Pč	Причерноморский
Моно	25	22	43	Df	Дофиновский
Лашамп (Каргаполово)	42	17	31	Bg Vt	Бугский, Витачевский
Блейк (Сероглазка)	100 120	30	59	Pl	Прилукский
Ямайка (Бива I)	~182	8 9	26 14	Kd	Кайдакский
Левантин (Бива-II, Днепр, Чаган)	~290	13 17	19 26	Dn	Днепровский
Бива-III (Уреки I)	~390	11	23	Zv	Завадовский
Эмперор, (ЕлунинаV), Уреки II	~460	8	16	Tl	Тилигульский
Биг Лост, (Елунина VI)	580	5	9	Lb	Лубенский
Дельта (Елунина VII)	~635	9	13	Sl	Сульский
Камикатсура (Зых)	780 850			Mr	Мартоношский
Харамильо	990 1070			Sh	Широкинский
Кобб Маунтин (Квемонатанеби)	1,12				Q
Олдувей	1775 1790 1820 1950				N

сводная палеомагнитная шкала хрона Брюнес включает 17 геомагнитных экскурсов, а в хроме Матуяма выделяется восемь экскурсов и три субхрона. Все эти палеомагнитные таксоны могут считаться точками абсолютной привязки стратиграфических уровней и обеспечивать надежное расчленение и корреляцию четвертичных отложений вплоть до глобальной.

Наиболее распространенным использованием палеомагнитного метода для изучения отложений плейстоцена является определение положения инверсии Матуяма—Брюнес (М—Б). Возраст М—Б, главного репера, который определяет границу между нижним и средним плейстоценом, по Глобальной стратиграфической шкале оценен в 780 тыс. лет [Tauxe et al., 1996].

К настоящему времени достаточно надежно установлено, что инверсия М—Б в донных осадках океанов проходит примерно в середине межледниковой 19-й стадии изотопно-кислородной шкалы [Зубаков, 1986; Pecsí et al., 1995]. Однако для континентальных отложений такой определенности в положении границы между эпохой обратной полярности

геомагнитного поля Матуяма и эпохой прямой полярности Брюнес нет. Практически во всех регионах, где есть лессово-почвенные отложения, отмечаются противоречия в установлении стратиграфического положения этой инверсии у различных авторов. Есть и палеоклиматическое противоречие положения инверсии М—Б. На территории Восточной и Центральной Европы она фиксируется как в палеопочвах [Fink, Kukla, 1977; Kukla, 1995; Forster et al., 1996; Nawrocki et al., 2002], считающихся межледниковыми, так и в лессах [Bassinot et al., 1994; Heller et al., 1996; Hus et al., 1997], обычно связываемых с оледенением. Также до конца не выяснено стратиграфическое положение границы Матуяма—Брюнес в покровных отложениях Украины. Как отмечают авторы [Возгрін, 2001], граница палеомагнитных эпох Матуяма—Брюнес практически с равной вероятностью может занимать положение под тилигульским, сульским и в середине широкинского горизонтов. В соответствии с современными представлениями [Berggren et al., 1995; Gozhic et al., 2001; Linder et al., 2002], стратиграфическое положение этой границы

фиксируется в кровле мартоношского горизонта.

Такой разброс в оценках возраста инверсии М—Б не должен вызывать удивления, так как установление границы между двумя геомагнитными эпохами не может быть мгновенным действием, это длительный процесс, растянутый во времени. По разным оценкам [Фаустов и др., 1986; Zhu et al., 1994] продолжительность переходной зоны М—Б заключена в основном в пределах от 4 до 10 тыс. лет, что по мощности в разрезе может составлять более 2 м.

С другим палеомагнитным репером, субзона Олдувей (1,77—1,95 млн лет [Палеомагнитология, 1982]), связывается граница неогена и квартера, которая проводится в середине маломощного интервала обратной полярности в верхней части субзоны, и ее возраст по Глобальной стратиграфической шкале оценен в 1,806 млн лет. Интересен тот факт, что в начале этого события наблюдается высокая частота смен МПЗ. Установлено 23 уровня смены полярности поля за 100 тысяч лет. Это явилось одной из причин проведения границы неогена и квартера на временном уровне этого события. Однако оно во многих разрезах территории Украины фиксируется не четко.

Необходимо отметить, что на сегодняшний день существующие противоречия до сих пор не сняты. Более того, полученные за последние годы новые фактические данные и их анализ подводят к необходимости критического пересмотра и уточнения существующих стратиграфических и магнитостратиграфических результатов.

**Геологические объекты исследований и их педомагнитные характеристики.** Субареальные покровные толщи плейстоцена Приазовской геологической провинции и их детальная стратиграфия представляют собой уникальные объекты для установления реперных палеомагнитных рубежей в плейстоцене Украины, обоснования и уточнения с их помощью существующих границ между горизонтами, а также для их корреляции в пределах геологической провинции и сопредельных регионах.

Для палеомагнитного изучения плейстоценовых образований в пределах изучаемого листа L-36-XII был выбран один из береговых разрезов Азовского моря, который благодаря своей геологической полноте и представительности можно считать опорным разрезом для антропогена данной территории. Этот разрез (46°37'7,73" N, 35°50'3,65" E) расположен в 4,6 км южнее южной окраины с. Ботиево, в

2,0 км юго-западнее устья р. Корсак. Мощность детально изученной в палеомагнитном отношении части разреза составляет около 26 м и представлена 250 палеомагнитными уровнями, отобранными в единой расчистке. Каждый уровень отбора представлен 2—4 образцами кубической формы размером 2,5×2,5×2,5 см. Расстояние между уровнями отбора составляет 0,10 м повсеместно. Отбор ориентированных образцов сопровождался послойным описанием пород, что позволило исключить возможные неточности в стратиграфической привязке палеомагнитных проб. Стратиграфическая индексация разреза проведена научным сотрудником УкрГГРИ Б. Д. Возгриным, который принимал непосредственное участие в полевых работах на этом объекте.

Для уточнения существующих стратиграфических схем, используемых для этой территории, изученный разрез имеет два варианта стратиграфического расчленения. По первому, проведенному согласно принятой за основу Стратиграфической схемы четвертичных отложений Украины [Веклич и др., 1984; Стратиграфическая..., 1993] и шкалы М. Ф. Веклича и Н.А. Сиренко [Веклич, 1968; 1982; 1993; Веклич, Сиренко, 1972], утвержденной УМРСК в 1993 году, в расчистке по всей изученной мощности вскрываются породы, начиная от кизыльярского климатолита и далее весь плейстоцен. По второму варианту стратиграфической индексации стратонов, проведенному согласно Стратиграфической схемы южной части лессовой области внеледниковой зоны, в разрезе представлены породы от голоцена до плиоцена. Последняя индексация разреза Ботиево была предварительно выбрана за основу при проведении палеомагнитных исследований. Изученные горизонты представлены на рис. 1.

Магнитометрические измерения отобранной коллекции образцов горных пород плейстоцена проводились в лаборатории Института геофизики НАН Украины (с. Демидово Киевской обл.).

В методическом плане полевые и лабораторные исследования были подчинены главной цели — обеспечению высокого качества исходного материала для магнитостратиграфических построений и последующего анализа структуры геомагнитного поля в изучаемое время.

Для решения главной задачи лабораторных исследований естественной остаточной намагниченности, а именно — выделения составляю-

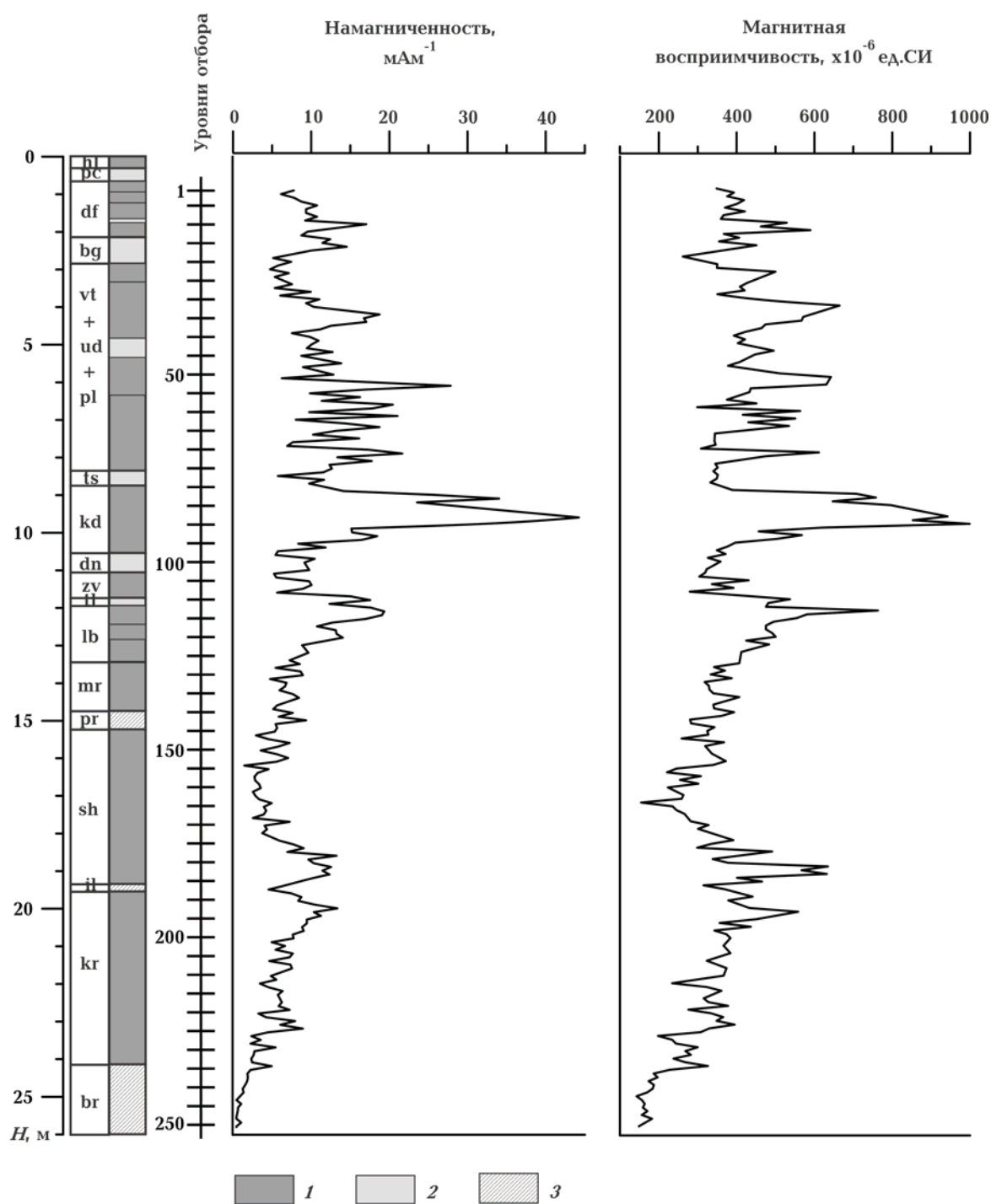


Рис. 1. Литологическая колонка, естественная остаточная намагниченность, магнитная восприимчивость разреза Ботиево: 1 — почва, 2 — суглинок, 3 — глина.

щей, репрезентирующей геомагнитное поле времени образования пород — использовалась стандартная или, иначе говоря, штатная методика, изложенная в работах [Храмов, Шолпо, 1967; Третяк, 1983]. Отобранные образцы были подвергнуты с помощью температуры и переменного магнитного поля магнитным чисткам.

Магнитные характеристики исследованной толщи — величина естественной остаточной намагниченности ( $EON$ ,  $J_n$ ) и магнитной восприимчивости ( $MV$ ,  $\chi$ ) — приведены на рис. 1. Породы изучаемого разреза в основном слабомагнитны и по разрезу неоднородны, образуя, за исключением некоторых палеопочв, отдель-

ные зоны довольно однородных скалярных магнитных характеристик.

Так, для разреза Ботиево имеем:  $\alpha_{\text{ср}} = 388 \times 10^{-6}$  ед. СИ,  $\mathbf{J}_{\text{ср}} = 9,2 \times 10^{-3}$  А/м,  $\alpha_{\text{мин}} = 142,7 \times 10^{-6}$  ед. СИ,  $\mathbf{J}_{\text{мин}} = 0,5 \times 10^{-3}$  А/м,  $\alpha_{\text{макс}} = 1007 \times 10^{-6}$  ед. СИ,  $\mathbf{J}_{\text{макс}} = 45,3 \times 10^{-3}$  А/м. Максимальными значениями магнитных параметров характеризуются почвы кайдакского климатолита (интервал глубин 9,0—10,0 м):  $\alpha_{\text{ср}} = 714 \times 10^{-6}$  ед. СИ,  $\mathbf{J}_{\text{ср}} = 25,4 \times 10^{-3}$  А/м. Минимальные значения МВ и ЕОН у глин березанского горизонта (интервал глубин 24,20—25,80 м):  $\alpha_{\text{ср}} = 182 \times 10^{-6}$  ед. СИ,  $\mathbf{J}_{\text{ср}} = 1,4 \times 10^{-3}$  А/м. Как видно, по магнитным параметрам прослой погребенных почв (ПП) достаточно четко выделяются по разрезу. Более высокие значения МВ в почвах обусловлены образованием и накоплением минералов железа в ходе педогенеза и биоминерализации. Более того, ПП в верхней части разреза имеют более высокие значения МВ и ЕОН, а почвенные отложения нижней части характеризуются относительно пониженными значениями магнитных характеристик. Границей между вышеуказанными частями разреза выступает так называемый «кайдакский максимум». Очевидно, это обусловлено различиями условий формирования лессово-почвенных толщ в разное время.

Величина МВ является весьма чувствительным индикатором, характеризующим литологические особенности отложений, часто не определяемые визуально. Таким образом, анализируя полученную каппаметрическую кривую, можно определить литологические различия исследуемой осадочной толщи, уточнить границы и объем выделенных при описании разреза горизонтов. Так, в разрезе Ботиево по скалярным магнитным параметрам (величинам ЕОН и МВ) березанский климатолит весьма не однороден, он состоит из двух горизонтов, характеризующихся следующими величинами сверху вниз: а)  $\alpha_{\text{ср}} = 207 \times 10^{-6}$  ед. СИ и  $\mathbf{J}_{\text{ср}} = 2,2 \times 10^{-3}$  А/м; б)  $\alpha_{\text{ср}} = 160 \times 10^{-6}$  ед. СИ и  $\mathbf{J}_{\text{ср}} = 0,7 \times 10^{-3}$  А/м. Граница между ними проходит по палеомагнитному уровню № 242. Также следует отметить, что в интервале глубин 10,6—11,9 м магнитные характеристики суглинков и почв близки по значениям, а в почвах широкинского горизонта в интервале глубин 16,8—17,5 м фиксируются низкие значения МВ, характерные для суглинков. Аналогичная картина наблюдается и в нижней части прилуцкого горизонта почв на глубине 7,4—7,8 м. Далее, по магнитным параметрам мощность тясминского горизонта должна быть больше,

а бутского, наоборот, меньше, причем границы последнего немного сдвигаются вниз по разрезу.

**Магнитные чистки намагниченности пород разреза Ботиево и их анализ.** Лессово-почвенные формации являются достаточно сложным объектом для палеомагнитных исследований [Fink, Kukla, 1977; Heller et al., 1996; Nawrocki et al., 2002]. Магнитно-минералогические исследования указывают на высокую концентрацию суперпарамагнитных зерен в почвах по сравнению с лессами, что существенно затрудняет выделение первичной компоненты ЕОН.

Величины склонения и наклонения ЕОН после первичных измерений показывают направление, близкое к направлению современного геомагнитного поля. Поскольку следует ожидать, что вязкая компонента намагниченности вносит существенный вклад в ЕОН исследуемых пород, для определения направления первичной компоненты намагниченности перейдем к анализу результатов магнитной чистки.

Как отмечалось, образцы с каждого уровня отбора были подвергнуты двум видам магнитной чистки: температурой и переменным магнитным полем. Последовательное размагничивание переменным магнитным полем проводилось за 13—16 шагов в полях до 60—100 мТл. Образцы-дубликаты прошли температурную чистку в пяти разных режимах, поэтапно нагреваясь с шагом 50 °С до температуры 300 °С. Первичные измерения образцов и результаты, полученные после размагничивания всей коллекции, показали, что изучаемые осадки имеют значительную низкокоэрцитивную вязкую составляющую, которая достигает 80—90 % ЕОН. Анализ кривых размагничивания показал, что уже в течение первых трех-четырёх шагов процесса размагничивания наблюдается понижение величины ЕОН на 50—80 %, а полностью вязкая намагниченность разрушается при значениях поля 15—30 мТл и при нагреве до 150 °С. Результаты размагничивания образцов температурой показали, что при температурах выше 250 °С возрастает МВ. Это накладывает ограничение на размагничивание при более высоких температурах. На рис. 2 приведены кривые изменения МВ в процессе нагревов.

Расчет направления составляющих намагниченности проводился с помощью пакета специальных программ [Lewandowski et al., 1997] методами компонентного анализа [Kirschvink, 1980]. Результаты магнитных чисток указыва-

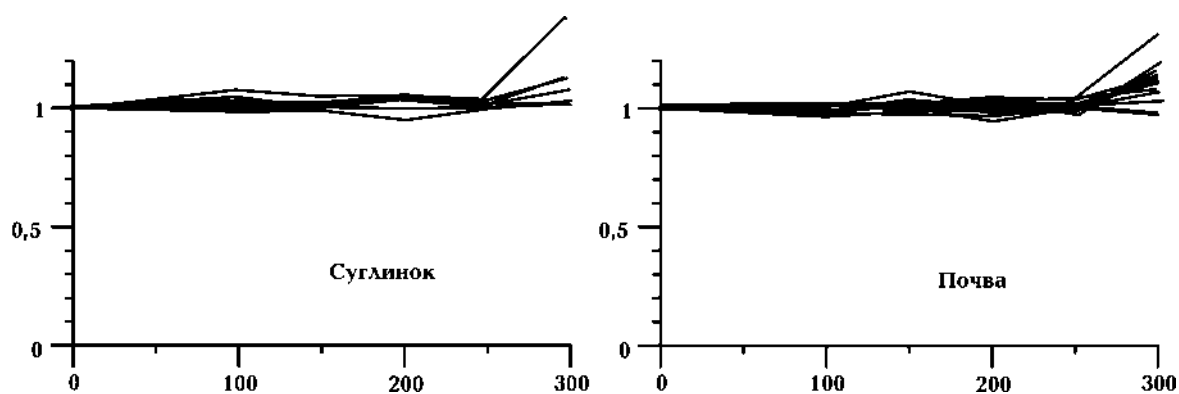


Рис. 2. Кривые изменения магнитной восприимчивости в процессе нагревов для почв и суглинков.

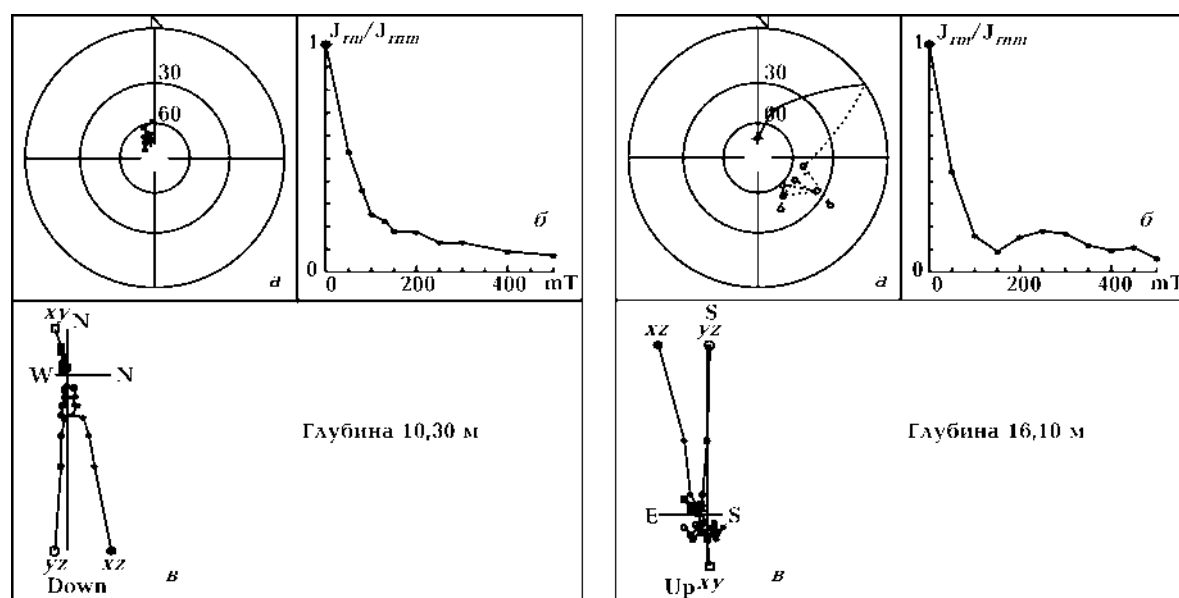


Рис. 3. Результаты магнитных чисток переменным магнитным полем намагниченности пород.

ют на присутствие в породах двух компонент вектора  $J_n$  — современной (вторичной), близкой по направлению к современному полю, и, вероятно, характеристической (первичной), либо прямой, либо обратной полярности, фиксирующей направление геомагнитного поля времени образования изучаемых осадочных комплексов. Зачастую определение направления последней было затруднено вследствие ее малых значений (менее  $10^{-3}$  А/м). Также часто наблюдалось широкое рассеивание вокруг среднего направления вектора характеристической компоненты. Значения максимального углового отклонения, большие чем  $15^\circ$ , обычно указывают на то, что компонента слабо определена. Тем не менее такие результаты учитывались при построении палеомагнитного разреза изучаемого обнажения. В процессе работы с

коллекцией установлено, что температурная чистка для исследуемых отложений оказалась практически неэффективной. Ее результаты рассматривались как вспомогательные.

Примеры размагничивания переменным магнитным полем образцов коллекции приведены на рис. 3. Каждый рисунок включает: стереопроекции направлений размагничивания ЕОН в процессе магнитной чистки, где черный круг — проекция  $J_n$  на нижнюю полусферу, пустой круг — проекция  $J_n$  на верхнюю (а); график изменения величины вектора остаточной намагниченности, где  $J_{rm}/J_{nrm}$  — отношение величины остаточной намагниченности после каждого шага магнитной чистки к исходной величине естественной остаточной намагниченности (б); диаграмму Зийдверельда, построенную в трех перпендикулярных плоскостях (в).

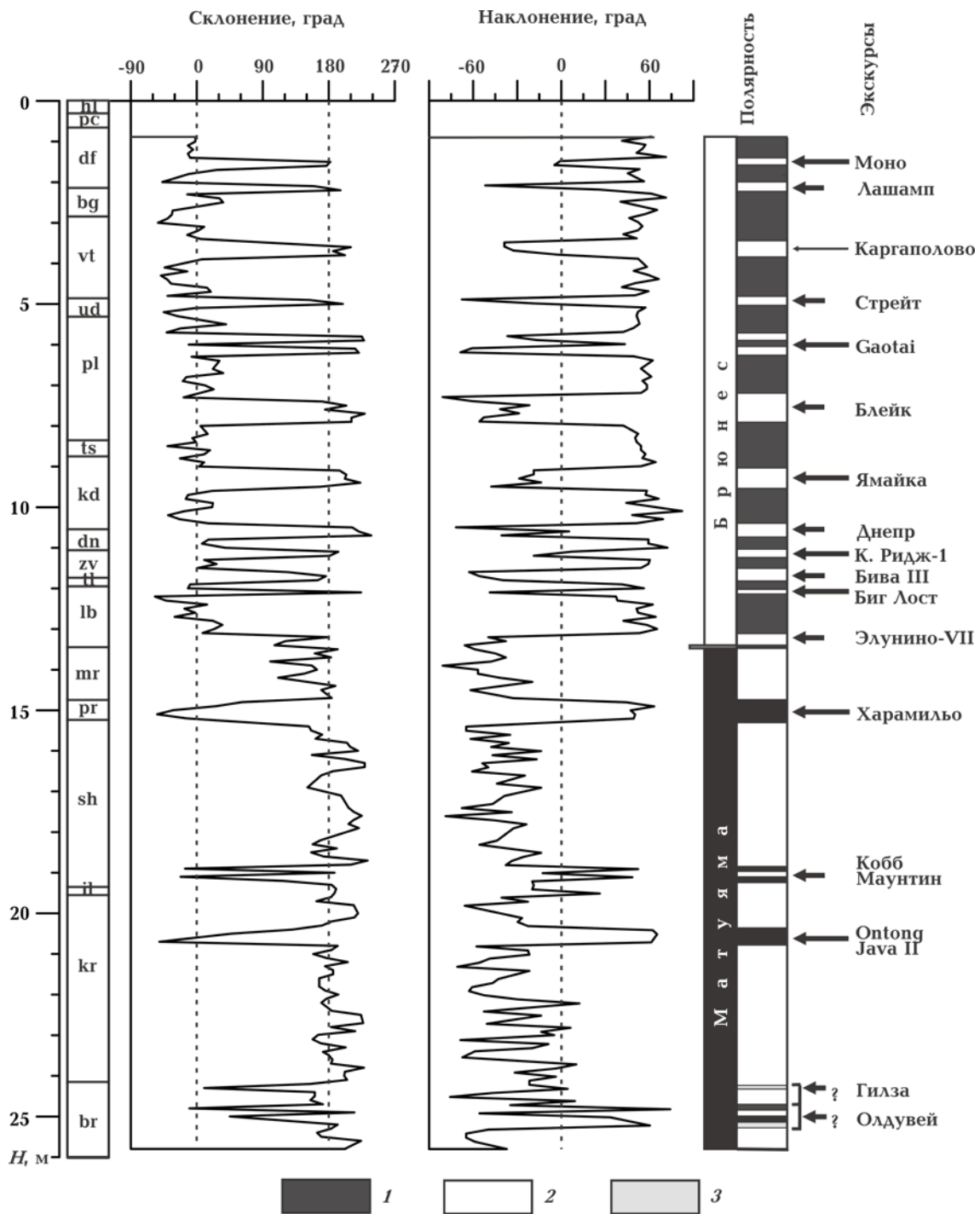


Рис. 4. Палеомагнитный разрез Ботиево. Полярность: 1 — прямая, 2 — обратная, 3 — аномальная.

**Интерпретация полученных результатов.**

Полученный в результате исследований палеомагнитный разрез Ботиево составлен на основе анализа средних направлений векторов характеристической компоненты  $J_n^0$  по каждому уровню отбора (склонение  $D^\circ$ , наклонение  $I^\circ$  на рис. 4). Анализ этих данных позволил в изученных последовательностях пород устано-

вить уровни с прямой, обратной и аномальной намагниченностью, которые фиксировали соответствующие изменения геомагнитного поля в плейстоцене.

Несмотря на то, что отбор ориентированных образцов начался с дофиновского горизонта, эволюционный ряд изменений геомагнитного поля практически на протяжении всего плей-

стоцена удалось проследить очень детально.

В палеомагнитном разрезе Ботиево выделяются две четкие зоны: верхняя — зона прямой полярности (интервал глубин 0,9—13,2 м), соответствующая хрону Брюнес, и нижняя — зона обратной полярности от 13,2 до 25,8 м, соответствующая хрону Матуяма.

В верхней прямонамагниченной части разреза установлено двенадцать обращений геомагнитного поля. Так как породы причерноморского горизонта плейстоцена и голоцена не были опробованы, то самые молодые экскурсы геомагнитной эпохи Брюнес Гетеборг (15—20 тыс. лет), Соловки (6,0 тыс. лет) и Этрурия (2,5 тыс. лет) в полученном палеомагнитном разрезе отсутствуют.

Первое обращение геомагнитного поля при анализе полученных результатов сверху вниз установлено в отложениях дофиновского климатолита на глубине 1,45—1,65 м, которое соответствует экскурсу Моно (24—30 тыс. лет).

В самой кровле бугского педогоризонта фиксируется интервал обратно намагниченных пород. По возрастным характеристикам этот R-эпизод может быть идентифицирован как экскурс Лашамп (36±4 тыс. лет). Важно отметить, что для эпизода обратной полярности Лашамп возрастной ряд, согласно разным авторам, состоит из 9 определений в пределах от 8 до 43 тыс. лет, в частности, по TL и <sup>14</sup>C его возраст определен приблизительно 36±4 тыс. лет [Зубаков, 1986]. Хотя он и представляет собой в ряде случаев полное обращение геомагнитного поля на отмеченном временном отрезке и включен в различные хрономагнитные шкалы [Mankinen, Dalrymple, 1979], как достоверный палеомагнитный репер, однако, однозначного временного рубежа он не имеет. Таким образом, статус геомагнитного явления «Лашамп» как структурного элемента геомагнитного поля до сих пор неясен. В то же время в покровных толщах Украины в бугском горизонте повсеместно фиксируется обращение геомагнитного поля.

Установленный в отложениях витачевского климатолита уровень обратной полярности общей мощностью 0,4 м надо отнести к экскурсу Каргаполово (43—44 и, 48 тыс. лет [Поспелова, 1989; Harland et al, 1990]).

Ниже по разрезу залегает толща суглинков удайского педогоризонта, в кровле которой выделяется обратно намагниченный прослой мощностью 0,2 м. В изученных ранее разрезах Приазовья отложения удайского педогоризонта либо отсутствуют, либо прямо намагничены.

Далее в отложениях прилукского горизонта фиксируются два уровня с обратной намагниченностью (в верхней части — 0,45 м и в подошве — 0,7 м). Такие результаты свидетельствуют об очень неравномерном осадконакоплении в этом интервале времени. Этот вывод подтверждается и характером изменений величин скалярных магнитных параметров (см. рис. 1). По возрастным характеристикам нижняя зона обратной полярности в прилукском педогоризонте репрезентирует субхрон Блейк (116±2 тыс. лет). Согласно последним уточненным палеомагнитным шкалам хрона Брюнес между субхронами Блейк и Каргаполово фиксируется одно обращение геомагнитного поля на временном рубеже либо 68—80 тыс. лет (экскурс Gaotai), либо 60—70 тыс. лет (экскурс Хаджимус (Стрейт) или даже Каргаполово). Возможно, это проявление одного и того же события геомагнитной истории, имеющего сложную структуру, а, возможно, и двух разных, но близких по времени реализации. В палеомагнитном разрезе Ботиево верхний R-интервал в прилукских отложениях предположительно может соответствовать экскурсу Gaotai, а зона обратной полярности в удайском климатолите, возможно, фиксирует субхрон Хаджимус (Стрейт).

Средний плейстоцен в разрезе представлен отложениями тясминского, кайдакского, днепровского и завадовского климатолитов. Суглинки тясминского педогоризонта имеют прямую намагниченность.

В средней части толщи кайдакского климатолита в интервале глубин 9,05—9,55 м, что практически полностью охватывает горизонт погребенных почв ( $kd_b$ ), уверенно фиксируется зона обратной полярности, которая по времени соответствует экскурсу Ямайка (210 тыс. лет). Этот уровень, но только в виде ПМА, повсеместно фиксируется в разрезах среднего плейстоцена Украины и Молдовы. Отметим, что экскурс Бива I (186 тыс. лет), зафиксированный в отложениях кайдакского педогоризонта в ряде разрезов Восточного Приазовья, в исследуемом объекте отсутствует.

Мощность днепровского климатолита в разрезе Ботиево составляет всего 0,6 м, тем не менее верхняя половина этой толщи намагничена обратно, что соответствует событию обратной полярности Днепр (Чаган, Бива II, Левантин) (290 тыс. лет). Вообще, для всей территории Приазовья характерно отсутствие отложений днепровского времени, что является признаком отсутствия в регионе седиментации на



этом временном рубеже. Следовательно, по возрастным характеристикам можно предположить, что в данном разрезе представлены самые ранние отложения днепровской формации.

В завадовском климатолите установлено два уровня обратно намагниченных пород в кровле и подошве. Верхний прослой мощностью 0,2 м, скорее всего, фиксирует экскурс Каллабриан Ридж-1 (325 тыс. лет), а нижний (0,3 м) — субхрон обратной полярности Бива III (390 тыс. лет).

Наиболее древними из исследуемых нами являются нижнеплейстоценовые отложения тилигульского, лубенского, мартоношского, приазовского и ширококинского педогоризонтов и эоплейстоценовые отложения, представленные ильичевским, крыжановским и березанским климатолитами.

В разрезе Ботиево тилигульский педогоризонт имеет мощность около 0,2 м, охарактеризован двумя палеомагнитными уровнями и представлен суглинком, сильно измененным завадовским почвообразованием. На верхнем уровне опробования в породах горизонта установлена обратная полярность, а на нижнем — прямая. В разрезах Приазовья в намагниченности тилигульских лессов зафиксировано четыре эпизода обратной полярности, три из которых могут быть Уреки II, Элунино V и Эмперор. Таким образом, в палеомагнитной колонке Ботиево фрагмент, соответствующий тилигульскому времени, попросту отсутствует.

Отложения лубенского климатолита намагничены прямо, кроме двух интервалов обратной полярности. Один из них расположен в кровле (0,10 м) и может соответствовать по возрасту экскурсу Биг Лост (550 тыс. лет). Второй (0,3 м), залегающий в подошве толщи лубенских погребенных почв, вероятно, репрезентирует экскурс Элунино-VII (613 тыс. лет). Так как отложения сульского климатолита в разрезе Ботиево отсутствуют, то экскурс Дельта (660 тыс. лет) выпал из эволюционного ряда МПЗ в этом районе. Таким образом, лубенский горизонт завершает палеомагнитный разрез хрона Брюнес, записанный в лессово-почвенной толще обнажения Ботиево.

Ниже по разрезу залегают породы мартоношского климатолита, которые полностью намагничены обратно. Этот факт свидетельствует о том, что верхняя часть этого педогоризонта, включающая экскурс Камикатсура (850 тыс. лет) [Channet et al., 2002], в данном разрезе отсутствует.

Необходимо отметить, что в исследуемом разрезе, начиная с отложений мартоношского климатолита и ниже, для пород плейстоцена характерна только обратная намагниченность. Таким образом, положение границы ортозон Матуяма—Брюнес (781 тыс. лет) логично определить как «не ниже верхней части» мартоношского педогоризонта, которая, как указано, наряду с сульскими и раннелубенскими отложениями не представлена в исследуемой последовательности пород.

Отложения приазовского педогоризонта представляют собой единую зону прямой полярности мощностью 0,5 м, которая может быть идентифицирована как экскурс Харамильо. Возраст его верхней и нижней границы определен как 990 и 1070 тыс. лет соответственно [Harland et al., 1989; Поспелова, 2002]. По возрастным характеристикам можно сделать вывод, что в данном разрезе присутствуют отложения лишь самой нижней части приазовского климатолита и отсутствует самая верхняя часть почвенной толщи ширококинского возраста.

Представленная в разрезе часть ширококинского климатолита намагничена обратно, за исключением N-интервала (0,3 м) в подошве данного горизонта. Этой зоне прямой полярности соответствует экскурс Кобб Маунтин, возраст верхней и нижней границ которого определен как 1210 и 1240 тыс. лет [Harland et al., 1989; Поспелова, 2002] соответственно.

Ильичевский климатолит в данном разрезе представлен маломощным (0,2 м) прослоем глин, которые намагничены прямо. Очевидно, этих данных не достаточно, чтобы получить детальную картину изменений геомагнитного поля в данное время.

Далее по разрезу вниз залегают толща погребенных почв мощностью 4,6 м, относящаяся к крыжановскому педогоризонту. В ее верхней части фиксируется интервал прямо намагниченных пород. По возрастным характеристикам этот N-эпизод может быть идентифицирован как экскурс Ontang Java II (1440 тыс. лет [Поспелова, 2002]).

Завершают разрез плейстоцена в обнажении Ботиево глины березанского климатолита. В средней части опробованной на палеомагнитные исследования толщи (1,6 м) выделяется зона (0,5 м), состоящая из чередования маломощных прослоев прямо и обратно намагниченных пород. Возможно, этот интервал возмущенного поля (ИВП), зафиксированный в палеомагнитном разрезе Ботиево, соответ-

ствуует некоторой части экскурса Олдувей (1820—1950 тыс. лет). Тем более, что в начале этого события наблюдается высокая частота смен МПЗ. Кроме того, как отмечалось выше, по скалярным магнитным параметрам отложения березанского климатолита делятся на два горизонта, граница между которыми проходит в верхней части зафиксированного ИВП. Как известно, с субхроном прямой полярности Олдувей связывается граница неогена и квартера (1806 тыс. лет).

В конце хотелось бы вернуться к стратиграфическому расчленению разреза Ботиево. Выше было приведено два варианта стратиграфической индексации изученных отложений. Как отмечалось, в первом стратиграфическая индексация была проведена в соответствии со Стратиграфической схемой четвертичных отложений Украины и охватывала часть плиоцена, начиная с кизыльярского климатолита, и весь плейстоцен. При таком расчленении разреза граница между геомагнитной эпохой прямой полярности Гаусс и геомагнитной эпохой обратной полярности Матуяма (2600 тыс. лет) должна была бы фиксироваться на глубине 19,4—19,5 м, что совершенно не подтверждается полученными палеомагнитными данными. Второй вариант охватывал весь четвертичный период, начиная с березанских отложений, и был выбран стратиграфической основой при проведении интерпретации полученных результатов палеомагнитных исследований, рассмотренных в данной статье.

**Заключение.** В результате проведенных палеомагнитных исследований четвертичных отложений в пределах листа L-36-ХП было получено следующее.

1. Выбранный для изучения разрез у с. Ботиево благодаря своей полноте и представи-

тельности можно считать опорным разрезом для плейстоцена данной территории. В нем вскрыты отложения от голоцена до березанского климатолита включительно, получена практически полная запись эволюционного ряда изменений магнитного поля Земли в плейстоценовое время.

2. Согласно палеомагнитным результатам осадочные толщи изученного разреза формировались в геомагнитную эпоху обратной полярности Матуяма и геомагнитную эпоху прямой полярности Брюнес. Этот факт определил выбор стратиграфической индексации стратонов согласно Стратиграфической схеме южной части лессовой области внеледниковой зоны.

3. В изученном разрезе Ботиево установлено 12 экскурсов в хроне Брюнес и 3 экскурса и 1 ИВП в хроне Матуяма. Эти характерные уровни могут служить палеомагнитными реперами при стратиграфическом расчленении и региональной корреляции плейстоценовых отложений района Приазовья.

4. Начиная с отложений мартоношского климатолита и ниже по разрезу для пород плейстоцена характерна только обратная намагниченность. Положение границы ортозон Матуяма—Брюнес логично определить в верхней части мартоношского педогоризонта.

5. Результаты палеомагнитных исследований субаэральных отложений разреза Ботиево указывают на присутствие в породах двух компонент вектора  $J_n$ , подавляющий вклад в ЕОН вторичной вязкой компоненты (порядка 80—90 %), которая удаляется переменными магнитными полями более 15—35 мТл. Палеомагнитный разрез построен по характеристическим компонентам, посчитанным методом Киршвинк-анализа после размагничивания пород.

## Список литературы

Веклич М. Ф. Палеозтапність і стратотипи почвенних формацій верхнього кайнозоя. — Киев: Наук. думка, 1982. — 202 с.

Веклич М. Ф. Стратиграфія лессової формації України і сопредельних стран. — Киев: Наук. думка, 1968. — 238 с.

Веклич М. Ф., Сиренко Н. А. Опорные геологические разрезы Украины. Ч. 3. — Киев: Наук. думка, 1972. — 227 с.

Веклич М. Ф., Сиренко Н. А., Матвишина Ж. Н.

Палеогеографические этапы и детальное стратиграфическое расчленение плейстоцена Украины. — Киев: Наук. думка, 1984. — 32 с.

Возгрін Б. Д. Проблеми стратиграфічного розчленування та кореляції континентальних відкладів антропогену України // Регіональні геологічні дослідження в Україні і питання створення Держгеолкарти. — 2001. — Тези допов. 1 Наук.-вироб. наради геологів-зйомщиків України (17—22 вересня, 2001, Гурзуф). — С. 30—32.

Гурарий Г. З., Петрова Г. Н., Поспелова Г. А. Тонкая

- структура геомагнитного поля // Современная история исследований в области геомагнетизма. — Москва: Ин-т физ. Земли АН СССР, 1983. — С. 42—62.
- Еремин А. И., Шагрехин А. В., Молоствовский Э. А. Голоцен Северного Прикаспия (стратиграфия, палеогеография, палеомагнетизм) // Бюлл. моск. об-ва ценителей природы, отд. геол. — 1992. — **67**, вып. 6. — С. 54—63.
- Зубаков В. А. Глобальные климатические события плейстоцена. — Ленинград: Гидрометиздат, 1986. — 288 с.
- Палеомагнитология / Под ред. А. Н. Храмова. — Ленинград: Недра, 1982. — 312 с.
- Поспелова Г. А. Магнитостратиграфические реперы в четвертичных отложениях. Четвертичный период. Стратиграфия. — Москва: Наука, 1989. — С. 196—203.
- Поспелова Г. А. О геомагнитных экскурсах // Физика Земли. — 2002. — № 5. — С. 30—41.
- Поспелова Г. А., Гнибиденко З. Н. Палеомагнитные исследования плиоцен-четвертичных террасовых отложений Южного Приднестровья // Геофиз. сб. — 1972. — Вып. 47. — С. 56—65.
- Стратиграфическая схема четвертичных отложений Украины / Отв. ред. М. Ф. Веклич. — Киев: Геолком Украины, 1993. — 40 с.
- Третьяк А. Н. Естественная остаточная намагниченность и проблема палеомагнитной стратификации осадочных толщ. — Киев: Наук. думка, 1983. — 254 с.
- Третьяк А. Н., Вигилянская Л. И. Магнитостратиграфическая шкала плейстоцена Украины // Геофиз. журн. — 1994. — **16**, № 2. — С. 3—14.
- Третьяк А. Н., Волок З. Е. Палеомагнитная стратиграфия плиоцен-четвертичных осадочных толщ Украины. — Киев: Наук. думка, 1976. — 86 с.
- Фаустов С. С., Большаков В. А., Вирина Е. И., Демиденко Е. Л. Методы применения магнетизма горных пород и палеомагнетизма в изучении плейстоцена. — Москва: Итоги науки и техники. Палеогеография, 1986. — Т. 3. — 190 с.
- Харленд У. Б., Кокс А. В., Левелин П. Г., Пиктон К. А. Г., Смит А. Г., Уолтерс Р. Шкала геологического времени. — Москва: Мир, 1985. — С. 140.
- Храмов А. Н., Шолло Л. Е. Палеомагнетизм. — Ленинград: Недра, 1967. — 252 с.
- Bassinot F. C., Labeyrie L. D., Vincent E. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal // Earth Planet. Sci. Lett. — 1994. — **126**. — P. 91—108.
- Berggren N. A., Hilgen F. J., Langereis Late Neogene Chronology. New Perspectives in high-resolution stratigraphy // Geol. Soc. of Amer. Bull. — 1995. — **107**, № 11. — P. 1272—1287.
- Berggren N. A., Hilgen F. J., Langereis C. G. Late Neogene chronology. New Perspectives in high-resolution stratigraphy // Geol. Soc. of Amer. Bull. — 1995. — **107**, № 11. — P. 1272—1278.
- Cande S. C., Kent D. V. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale Cretaceous and Cenozoic // J. Geophys. Res. — 1995. — **100**. — P. 6099—6095.
- Channet J. E. T., Mazaud A., Sullivan P. Geomagnetic excursions and paleointensities in the Matuyama Chron at Ocean Drilling Program Sites 983 and 984 (Iceland Basin) // J. Geophys. Res. — 2002. — **107**, № B6. — EPM1-1-EPM1-14.
- Cox A. Geomagnetic reversals // Science. — 1969. — **163**, № 3864. — P. 237—245.
- Fink J., Kukla G. J. Pleistocene climate in central Europe: at least 17 interglacial after the Olduvai event // Quat. Res. 1977. — **7**. — P. 363—371.
- Forster T., Heller F., Evans M. E., Havlicek P. Loess in the Czech Republic: magnetic properties and paleoclimate // Stud. Geophys. Geodyn. — 1996. — **40**. — P. 243—261.
- Gozhic P., Matviishina Zh., Shelkopyas V., Pavlienko V., Rekovets L., Gerasimenko N., Korniets N. The Upper and Middle Pleistocene of Ukraine // Intern. Union for Quaternary Res., Abstracts. — Kyiv, 2001. September 9—14. — P. 32—33.
- Harland W. B., Armstrong R. L., Cox A. V. A geological time scale 1989. — N. Y.: Cambridge Univ. Press, 1990. — 264 p.
- Heller F., Sartori M., Hus J., Geeraerts R., Hailwood E., Montgomery P., Gendler T., Bagin V., Virina E., Tsatskin A. Paleoenvironmental change documented by magnetic investigations at Roxolany, A loess type sections near Odessa (Ukraine) // Geol. Carpatica. — 1996. — **47**. — P. 208—209.
- Hus J., Geeraerts R., Jordanova D., Evlogiev J. Magnetostratigraphy of loess-paleosol sequence in Viatovo, near Russe (Bulgaria) // IAGA — Abstract book. — 1997. — P. 65.
- Kirschvink J. L. The least-square line and plane and the analysis of paleomagnetic data // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. — 1980. — № 62. — P. 699—718.
- Kukla G. J. Loess stratigraphy of Central Europe // Eds K. W. Butzer, G. L. Isaac. After the Australopith-

- ecines. Mouton, The Hague. — 1995. — P. 99—188.
- Lewandowski M., Nowozynski K., Werner T. PDA — a package of FORTRAN programs for palaeomagnetic data analysis // Pol. Acad. Sci., Institute of Geophysics. — 1997.
- Linder L., Bogutsy A., Gozik P., Marcinia B., Marks L., Lanczont M., Wojtanwicz J. Correlation of main climatic glacial-interglacial and less-palaeosol cycles in the Pleistocene of Poland and Ukraine // Acta Geologica Polonica. — 2002. — **52**, № 4. — P. 459—469.
- Mankinen E. A., Dalrymple G. B. Revised Geomagnetic Polarity Scale for the Interval 0—5 m. y. B. P. // J. Geophys. Res. — 1979. — **84**, № 2. — P. 615—626.
- Morinaga N., Morinaga K. S., Jasakawak K. Paleomagnetic implscation an climate changes and evidence for exeursion recordedin sediment from Harding lake, Alaska // J. Geomag. Geol. — 1987. — **39**, № 4. — P. 229—241.
- Nawrocki J., Bogucki A., Lanczont M., Nowaczek N. R. The Matuyama — Brunhes boundary and the nature of magnetic remanence acquisition in the loess-palaeosol sequence from the western part of the East European loess province // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. — 2002. — **188**. — P. 39—50.
- Pecsi M., Schweitzer F., Balogh J., Balogh M., Havas J., Heller F. A new loess-paleosol lithostratigraphical sequence at Paks (Hungary) // Loess in Form. — 1995. — **3**. — P. 63—78.
- Snowball I., Torii M. Incidence and significance of magnetic iron sulphides in Quaternary sediments and soils // Quaternary climates, environments and magnetism/ Eds B. A. Mather, R. Thompson. — Cambridge: University Press, 1999. — P. 199—231.
- Tauxe L., Herbert T., Shackleton N. J., Kok Y. S. Astronomical calibration of the Matuyama-Brunhes boundary: Consequences for magnetic remanence acquisition in marine carbonates and Asian loess sequences // Earth Planet. Sci. Lett. — 1996. — **140**. — P. 133—146.
- Zhu R., Laj C., Mazaud A. The Matuyama — Brunhes and Upper Jaramillo (UJ) transitions recorded in a less section at Weinan, north-central China // Earth Planet. Sci. Lett. — 1994. — **125**. — P. 143—158.