

ГЕОМАГНЕТИЗМ, ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ

УДК 550.384

ГЕОМАГНИТНОЕ ПОЛЕ В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ПРОШЛОМ
(за последние 400 млн лет)

А.Ю. Куражковский, Н.А. Куражковская, Б.И. Клайн, В.Ю. Брагин*

*Геофизическая обсерватория «Борок» филиал ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН,
152742, Ярославская обл., п. Борок, Россия*

** Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Котляка, 3, Россия*

Проведено сопоставление мировых и авторских данных о напряженности древнего геомагнитного поля с частотой инверсий и активностью некоторых эндогенных процессов (крупные излияния базальтов, цикличность рифтогенеза). Обнаружено, что изменения средних за геологический век значений палеонапряженности и частоты инверсий в интервале 0–160 млн лет происходят противофазно. Аналогичная тенденция прослеживается в изменении этих же параметров геомагнитного поля и в течение последних 400 млн лет. Показано, что при увеличении средних за геологический век значений палеонапряженности возрастает амплитуда и меняется структура ее вариаций.

Рассмотрено соответствие изменений палеонапряженности и частоты инверсий фазам активизации рифтогенеза. В фазы активизации рифтогенеза палеонапряженность возрастала на (15–30)%, а частота инверсий в среднем уменьшалась на 40%. В интервале 0–150 млн лет крупным излияниям базальтов, которые идентифицируются с проявлением плюмов на земной поверхности, предшествует сначала уменьшение, а затем рост палеонапряженности. Характерные времена между началом изменения характеристик геомагнитного поля и активизацией базальтового вулканизма обычно не превышают несколько миллионов лет.

Палеонапряженность, частота инверсий, эндогенные процессы

THE EARTH'S MAGNETIC FIELD HISTORY FOR THE PAST 400 Myr

A.Yu. Kurazhkovskii, N.A. Kurazhkovskaya, B.I. Klain, and V.Yu. Bragin

Published and new data on the Earth's past magnetic field have been interpreted in terms of its links with the frequency of magnetic polarity reversals and with tectonic events such as plume-related eruptions and rifting. The paleointensity and reversal frequency variations show an antiphase correlation between 0 and 160 Ma, and the same tendency, likely, holds for the past 400 Myr. The geomagnetic field intensity averaged over geological ages (stages) appears to evolve in a linearly increasing trend, while its variations increase proportionally in amplitude and change in structure. Both paleointensity and reversal frequency patterns correlate with rifting and eruption events. In periods of high rifting activity, the geomagnetic field increases (15 to 30%), and the reversals become about 40% less frequent. Large eruption events between 0 and 150 Ma have been preceded by notable changes in magnetic intensity, which decreases and then increases, the lead being most often within a few million years.

Paleointensity, frequency of reversals, tectonic events

ВВЕДЕНИЕ

Поведение древнего геомагнитного поля можно охарактеризовать двумя параметрами: частотой инверсий — F и палеонапряженностью — H (или величиной виртуального дипольного момента — I). В связи с недостаточностью палеомагнитных данных, количество которых убывает с углублением в геологическую историю, единое представление об их поведении в течение мезозоя и палеозоя пока не сформировалось. Например, в последние годы взгляды на поведение палеонапряженности в меловом периоде начали претерпевать существенные изменения. Так, долгое время предполагалось, что в течение всего мезозоя палеонапряженность была существенно ниже современной, и ее увеличение произошло только в конце мелового периода [Большаков и Солодовников, 1981; Печерский, 2007]. Появление новых дан-

ных показало, что палеонапряженность достигала высоких (близких к современным) значений в раннем мелу [Tarduno et al., 2006; Tauxe, Yamazaki, 2007; Куражковский и др., 2007]. О поведении палеонапряженности начала фанерозоя (кембрий—силур) по материалам современных баз данных пока нельзя сделать даже предварительного заключения.

Об изменениях частоты инверсий геомагнитного поля дают представление различные шкалы магнитной полярности, например шкала, рекомендуемая Стратиграфическим кодексом России [Дополнения..., 2000], и постоянно обновляемая шкала [Gradstein et al., 2004], представленная на сайте [<http://www.nhm.uio.no/norges/timescale2.php>]. При хорошей сходимости этих шкал для кайнозоя различие между ними значительно проявляется при оценке количества инверсий в юрском периоде. Начиная с триаса, на всех шкалах полярности геомагнитного поля появляются пробелы продолжительностью до первых миллионов лет [Gradstein et al., 2004]. В среднем и раннем палеозое (девоне—силуре) продолжительность пробелов увеличивается до десятков миллионов лет. Таким образом, имеющиеся на сегодняшний день палеомагнитные данные не дают полного представления о поведении геомагнитного поля.

Ряд выводов глубинной геодинамики о скоростях теплопередачи в мантии, взаимосвязи процессов в жидком ядре и на земной поверхности базируется на сопоставлении данных о геомагнитных и геотектонических процессах. Принципиальная возможность существования связи между геомагнитными и геотектоническими процессами неоднократно обсуждалась в геофизической литературе и не вызывает сомнений. В то же время оценки скорости передачи тепла от ядра к земной поверхности или времена задержек между изменениями характеристик геомагнитного поля и, возможно, связанными с ними геотектоническими процессами, существенно различаются. Согласно [Милановский, 1996; Добрецов, 1997], передача тепла от ядра к поверхности должна происходить за время не более первых миллионов лет, по оценке [Диденко, 1999] — за 30 млн лет и за 20—50 млн лет, по [Печерский, 2007]. Такое различие в оценках скорости передачи тепла от ядра к земной поверхности свидетельствует о том, что подобные исследования нельзя считать завершенными.

В последние годы по осадочным породам нами был получен большой массив информации о палеонапряженности верхней юры—мела [Гужиков и др., 2002; Куражковский и др., 2008]. Кроме того, появились новые данные об инверсиях в меловом периоде [Гужиков и др., 2007]. Это позволило ликвидировать значительные пробелы в данных о поведении характеристик геомагнитного поля, существовавшего в последние 170 млн лет и на новой основе провести исследование взаимосвязи динамики палеонапряженности и частоты инверсий [Куражковский и др., 2008].

В настоящей работе на основе новых данных продолжено исследование связи между характеристиками древнего геомагнитного поля и некоторыми эндогенными процессами.

ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ О ПАЛЕОНАПРЯЖЕННОСТИ

Для изучения поведения палеонапряженности фанерозоя используются осадочные и изверженные породы, сохранившие первичную (синхронную времени образования самой породы) соответственно ориентационную и термоостаточную намагниченность. Для каждого вида намагниченности существуют свои методы определения палеонапряженности [Храмов и др., 1982; Tauxe et al., 1995; Yu et al., 2004]. Тестирование этих методов на естественных осадочных и изверженных породах, образовавшихся в известном магнитном поле, показало, что точность определения H в обоих случаях примерно одинакова, и при единичном измерении составляет около 15—20 % от величины современного магнитного поля [Куражковский и Куражковская, 2001; Valet, 2003].

Оценки средних значений палеонапряженности временных интервалов порядка первых миллионов лет, полученные по осадочным и изверженным породам, могут несколько различаться [Куражковский и др., 2007]. Одной из причин такого различия является неравномерность осадконакопления и активности вулканизма. Согласно работе [Селиверстов, 2001], вулканизм активизируется при понижении уровня океана, тогда как накопление осадочных пород на континентах происходит при высоком уровне океана. Таким образом, древние осадочные и изверженные породы могут нести несколько различную, но взаимодополняющую информацию о длительных интервалах геологического времени. Обоснованность заключений об особенностях изменений древнего геомагнитного поля продолжительных временных интервалов возрастает при совместном использовании данных, полученных по ориентационной и термоостаточной намагниченности [Valet, 2003; Куражковский и др., 2008].

Для анализа поведения палеонапряженности нами использовались результаты определений модуля древнего магнитного поля из баз данных (далее БД) BOROKPINT [http://www.brk.adm.yar.ru/palmag/index_e.html], PINT08 [<http://www.geo.uu.nl/~forth/people/Andy/>] и ранее опубликованные авторские данные, полученные по осадочным породам [Куражковский и др., 2007, 2008]. Для продолжительных интервалов геологического времени (порядка нескольких десятков миллионов лет) эти БД дают практически совпадаю-

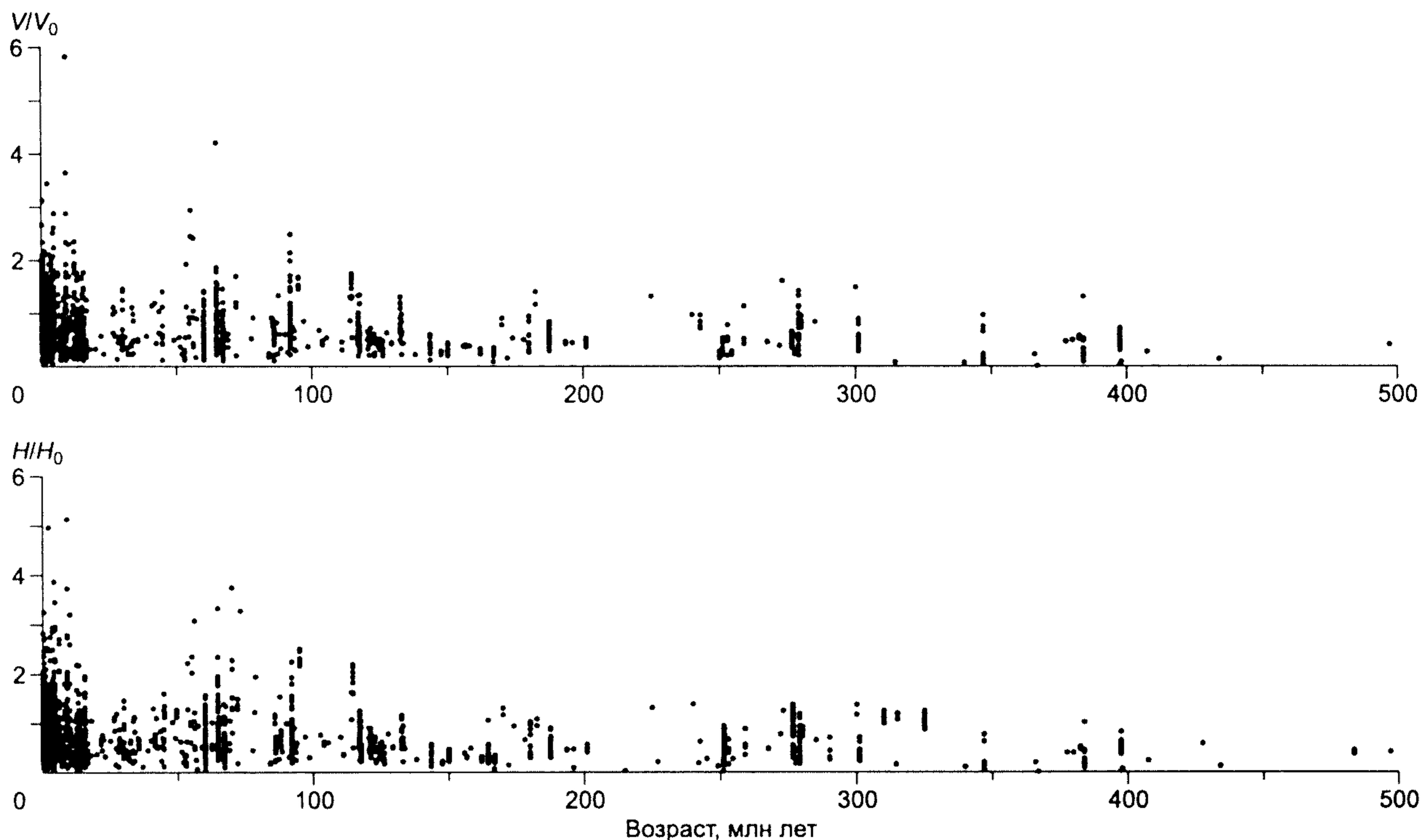


Рис. 1. Результаты определений величины древнего геомагнитного поля (H/H_0) и виртуального дипольного геомагнитного момента (V/V_0) по термонамагниченным породам из БД (BOROKPINT).

щие средние значения палеонапряженности. Средняя палеонапряженность отдельных ярусов, полученная по разным БД, может различаться, что связано главным образом с процессом наполнения БД.

В БД содержатся результаты определений напряженности древнего магнитного поля, проведенные с использованием пород, обладающих термоостаточной намагниченностью. Во многих случаях кроме величины палеонапряженности приводятся значения виртуального дипольного момента (V), при этом данных о поведении H больше, чем о поведении V . Это оказывается существенным при оценке средних значений палеонапряженности удаленных (юрэ—мела) геологических веков. Чтобы не терять значительный массив информации в дальнейшем мы будем анализировать поведение палеонапряженности — H/H_0 , где H_0 — величина современного магнитного поля, принятая нами равной 40 мкТл. Как следует из сопоставления данных о V/V_0 ($V_0 = 8 \cdot 10^{22}$ Ам²) и H/H_0 , приведенных на рис. 1, эти параметры дают примерно одинаковую картину поведения модуля геомагнитного поля.

Из рис. 1 видно, что даже в пределах последних 160 млн лет ряд интервалов геологического времени продолжительностью до десятка миллионов лет крайне слабо обеспечен палеомагнитным материалом. Использование данных, полученных по осадочным породам, позволило закрыть эти пробелы и уменьшить стандартную ошибку оценок средних за геологический век значений палеонапряженности до уровня, не превышающего $0.1H_0$.

НАПРЯЖЕННОСТЬ МАГНИТНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ В ФАНЕРОЗОЕ

Количество данных о палеонапряженности неравномерно убывает в глубь геологической истории. В связи с этим различные интервалы геологического времени не могут быть исследованы одинаково подробно. Мы разделили историю геомагнитного поля фанерозоя на три неравных временных интервала (0—65), (65—170) и (170—450) млн лет.

Кайнозой. О палеонапряженности последних 4.5 млн лет имеются многочисленные данные, полученные как по термонамагниченным, так и осадочным породам. Использование осадочных пород [Valet, Meunadier, 1993] позволило получить непрерывную картину поведения палеонапряженности и оценить характерные времена и амплитуду ее вариаций. По данным [Valet, Meunadier, 1993; Guyodo, Valet, 1999], вариации палеонапряженности происходили с характерными временами от десятков до сотни тысяч лет. Средние значения палеонапряженности изменялись незначительно, но в хроне Брюнес (последние 780 тыс. лет) она была несколько выше, чем в предшествующие, более короткие полярные интервалы [Valet, Meunadier, 1993]. Оценки средних значений палеонапряженности этого временного интервала,

проведенные по осадочным и термонамагнитным породам, несколько различаются. Средняя величина палеонапряженности, полученная по термонамагнитным породам, порядка $1H_0$ [Солодовников, 1999б], а по осадочным породам $0.7H_0$ [Guyodo, Valet, 1999; Куражковский и др., 2005].

Суждения о палеонапряженности в интервале (4.5—65) млн лет базируются на данных, выполненных по вулканогенам (см. рис. 1). Согласно современным представлениям, палеонапряженность уменьшилась в нижнем—среднем палеогене до $(0.6—0.7)H_0$ и затем возросла в неогене до $1H_0$ [Солодовников, 1999а; Heller et al., 2003; Macouin et al., 2004]. Разброс данных о палеонапряженности позволяет оценить амплитуду ее вариаций, которая в начале палеогена достигала $2H_0$, в конце палеогена — эоцене уменьшилась до $0.5H_0$ и затем возросла в неогене.

Поздний мезозой. Поведение палеонапряженности в интервале (65—170) млн лет исследовалось по осадочным и термонамагнитным породам. Ранее предполагалось [Большаков и Солодовников, 1981], что палеонапряженность мезозоя и мелового периода была низкой около $0.5H_0$. В последние годы появились данные, свидетельствующие о том, что в меловом периоде в течение суперхрона преимущественно прямой полярности существовали высокие значения палеонапряженности [Tarduno et al., 2006; Tauxe, Yamazaki, 2007; Куражковский и др., 2007], порядка $1H_0$ и даже несколько выше. Определение фрагментов поведения палеонапряженности по осадочным породам [Куражковский и др., 2008] показало, что повышение палеонапряженности происходило в раннем мелу с берриаса до баррема, и далее ее средние значения оставались близкими к современным (рис. 2). Кроме того, вблизи границы готерив—баррем изменилась структура вариаций палеонапряженности. Вариации относительно постоянной амплитуды сменились чередованием всплесков и спокойных состояний палеонапряженности. Максимальная амплитуда всплесков палеонапряженности достигала $3H_0$. Усреднение данных, которыми мы располагаем, свидетельствует, что палеонапряженность мела была достаточно высокой $\sim 0.7H_0$ и ее вариации (всплески) также имели большую до $3H_0$ амплитуду. Средние значения палеонапряженности этого временного интервала, полученные по осадочным и термонамагнитным породам, с хорошей точностью совпадают.

Ранний мезозой. Средние значения палеонапряженности и размах ее вариаций в юре—триасе [Большаков и Солодовников, 1981; Heller et al., 2003; Macouin et al., 2004] имели меньшие значения, чем в мелу—палеогене (см. рис. 1). Фрагменты поведения палеонапряженности верхней юры (см. рис. 2), полученные по осадочным породам, также свидетельствовали о низкой средней напряженности геомагнитного поля и малой амплитуде ее вариаций. Тем не менее, согласно БД и результатам работ [Heller et al., 2003; Macouin et al., 2004], палеонапряженность не была постоянной и возрастала в позднем триасе—ранней юре до $0.7H_0$.

Палеозой. Представления о палеонапряженности перми—карбона не претерпели принципиальных изменений [Большаков и Солодовников, 1981; Heller et al., 2003]. Оценки средних значений палеонапряженности в этом интервале несколько различаются — $1H_0$, по [Большаков и Солодовников, 1981; Heller et al., 2003], и $0.7H_0$, по [Macouin et al., 2004]. По-видимому, эти различия также связаны с недостатком данных и значительными вариациями палеонапряженности, имевшими место в это время. Данные из БД и обобщение результатов работ [Heller et al., 2003; Macouin et al., 2004] свидетельствуют об относительно большом (близком к $1H_0$) среднем значении напряженности геомагнитного поля.

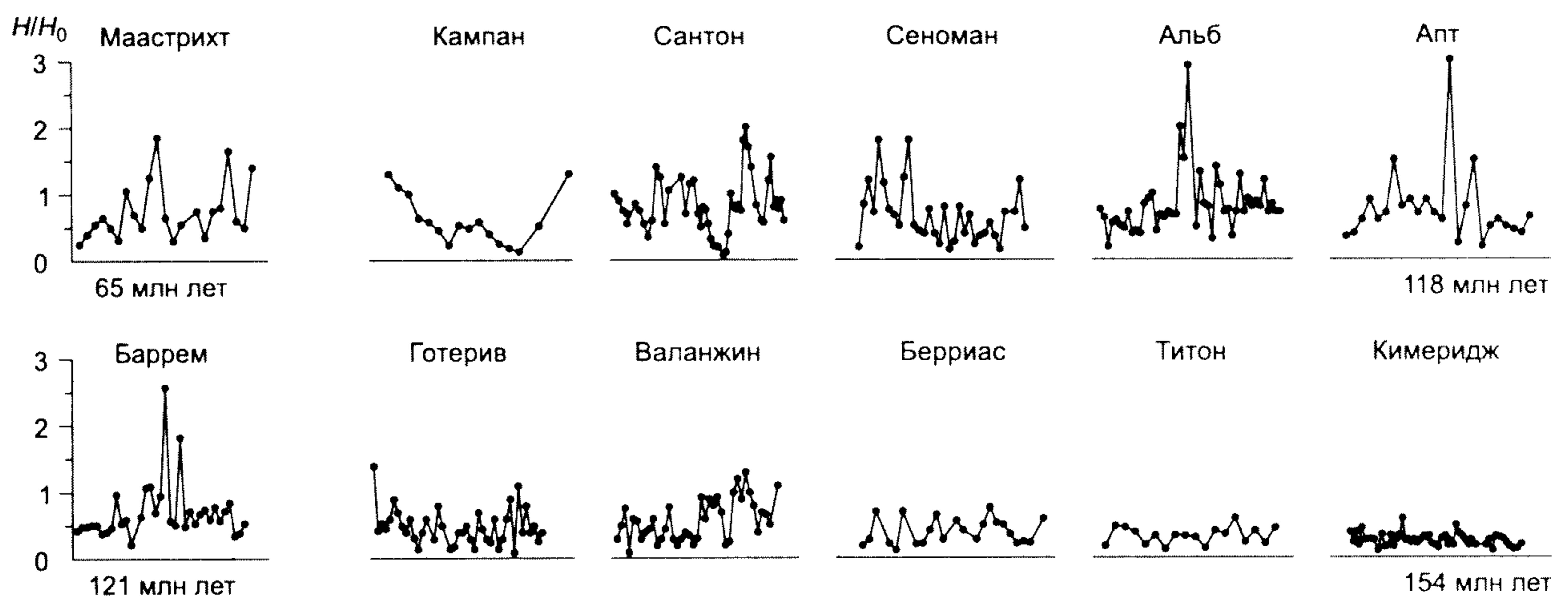


Рис. 2. Фрагменты поведения палеонапряженности юры—мела, полученные по осадочным породам [Куражковский и др., 2008].

Для более удаленного геосторического времени количество данных о палеонапряженности резко уменьшается. Согласно результатам из БД, можно предположить, что в девоне—силуре средние значения палеонапряженности были ниже, чем в перми—карбоне. В монографии [Храмов и др., 1982] приводятся результаты определений палеонапряженности по осадочным породам палеозоя. Данные [Храмов и др., 1982] об относительно высокой палеонапряженности карбона—перми были подтверждены результатами, полученными по термонамагнитным породам (БД). Материалы о палеонапряженности ордовика—силура продолжают оставаться уникальными. Согласно данным из монографии [Храмов и др., 1982], палеонапряженность силура была значительно ниже, чем ордовика.

Рассмотренные материалы свидетельствуют, что палеонапряженность изменялась сложным образом. В наиболее грубом приближении средние значения палеонапряженности и размах ее вариаций были относительно низкими в интервалах (10—40) и (130—260) млн лет и высокими (40—122) и (260—330) млн лет тому назад. Существование подобных изменений палеонапряженности было показано еще в работе [Большаков и Солодовников, 1981]. В результате дальнейших исследований картина поведения палеонапряженности была несколько детализирована и уточнена. Уточнения и детализация в основном касались палеонапряженности мела и кайнозоя. Представления о палеонапряженности раннего мезозоя—палеозоя на протяжении трех последних десятилетий не претерпели принципиальных изменений.

Исследование палеонапряженности по осадочным породам юры—мела [Куражковский и др., 2008] позволило обнаружить, что вместе с изменениями амплитуды вариаций происходит изменение их структуры. Так, при низких средних значениях палеонапряженности в оксфорде—берриасе (см. рис. 2) ее вариации происходили с примерно постоянной амплитудой. Некоторое увеличение средних значений палеонапряженности ведет к росту амплитуды ее вариаций (готерив). При высоких средних значениях палеонапряженности наблюдалось чередование ее всплесков с вариациями малой амплитуды (баррем—маастрихт) (см. рис. 2).

СВЯЗЬ МЕЖДУ ПОВЕДЕНИЕМ ПАЛЕОНАПРЯЖЕННОСТИ И ЧАСТОТЫ ИНВЕРСИЙ

Современные шкалы полярности фанерозоя [Дополнения..., 2000; Gradstein et al., 2004] в грубом приближении дают примерно одинаковую картину поведения частоты инверсий. Так, согласно этим шкалам, в конце раннего—начале позднего мела, в карбоне—перми и в позднем кембрии—ордовике существовали продолжительные временные интервалы, в течение которых инверсии геомагнитного поля происходили редко, либо вообще не наблюдались. В верхнем палеогене—неогене, юре—триасе и девоне—силуре инверсии геомагнитного поля происходили достаточно часто.

Различия во взглядах на поведение частоты инверсий можно проиллюстрировать на следующих примерах. Согласно [Gradstein et al., 2004], в интервале (83—118) млн лет инверсий не было. По данным [Дополнения..., 2000; Гужиков и др., 2003; Молоствовский и др., 2007], инверсии происходили, но их было немного. Шкалы полярности [Дополнения..., 2000; Gradstein et al., 2004] значительно (в несколько раз) различаются в оценке частоты инверсий некоторых ярусов юрского периода. Таким образом, для наименее изученных в палеомагнитном отношении интервалов, частота инверсий будет существенно зависеть от выбора шкалы.

Сопоставление данных о палеонапряженности и режиме полярности сопряжено с некоторыми трудностями. Это связано с тем, что характерные времена изменений палеонапряженности и частоты инверсий существенно различаются. Так, каждому моменту геологического времени соответствует свое значение палеонапряженности. Продолжительность полярных интервалов (промежуток между соседними инверсиями) составляет от десятков тысяч до миллионов лет. В связи с этим обсуждать изменение частоты инверсий можно только на временных промежутках от миллиона (если инверсии происходят достаточно часто) до десятков миллионов лет (в случае редких инверсий).

В связи с неоднородностью заполнения временной шкалы палеомагнитными данными, связь палеонапряженности с изменением частоты инверсий будет рассмотрена с различной подробностью для интервала 0—160 и 0—400 млн лет. На рис. 3 приведено сопоставление данных о палеонапряженности и частоте инверсий в последние 160 млн лет. Точки графика (юра и кайнозой) получены осреднением по геологическим векам данных о частоте инверсий [Дополнения..., 2000] (мела), по [Гужиков и др., 2007], и палеонапряженности из БД BOROKPINT и работы [Куражковский и др., 2008]. Кроме того, в правой части рисунка показаны значения частоты инверсий (верхняя юра), рассчитанные в соответствии со шкалой [Gradstein et al., 2004]. Границы между геологическими веками проведены согласно шкале [Дополнения..., 2000]. Данные о средних значениях характеристик геомагнитного поля коньяка—сантона объединены в связи с малой продолжительностью коньякского века (около миллиона лет). Для оценки достоверности средних значений палеонапряженности построены границы доверительных интервалов на уровне 95 %.

Как видно из графика, частота инверсий связана с величиной палеонапряженности обратной зависимостью. Максимальные значения палеонапряженности в большинстве случаев соответствуют мини-

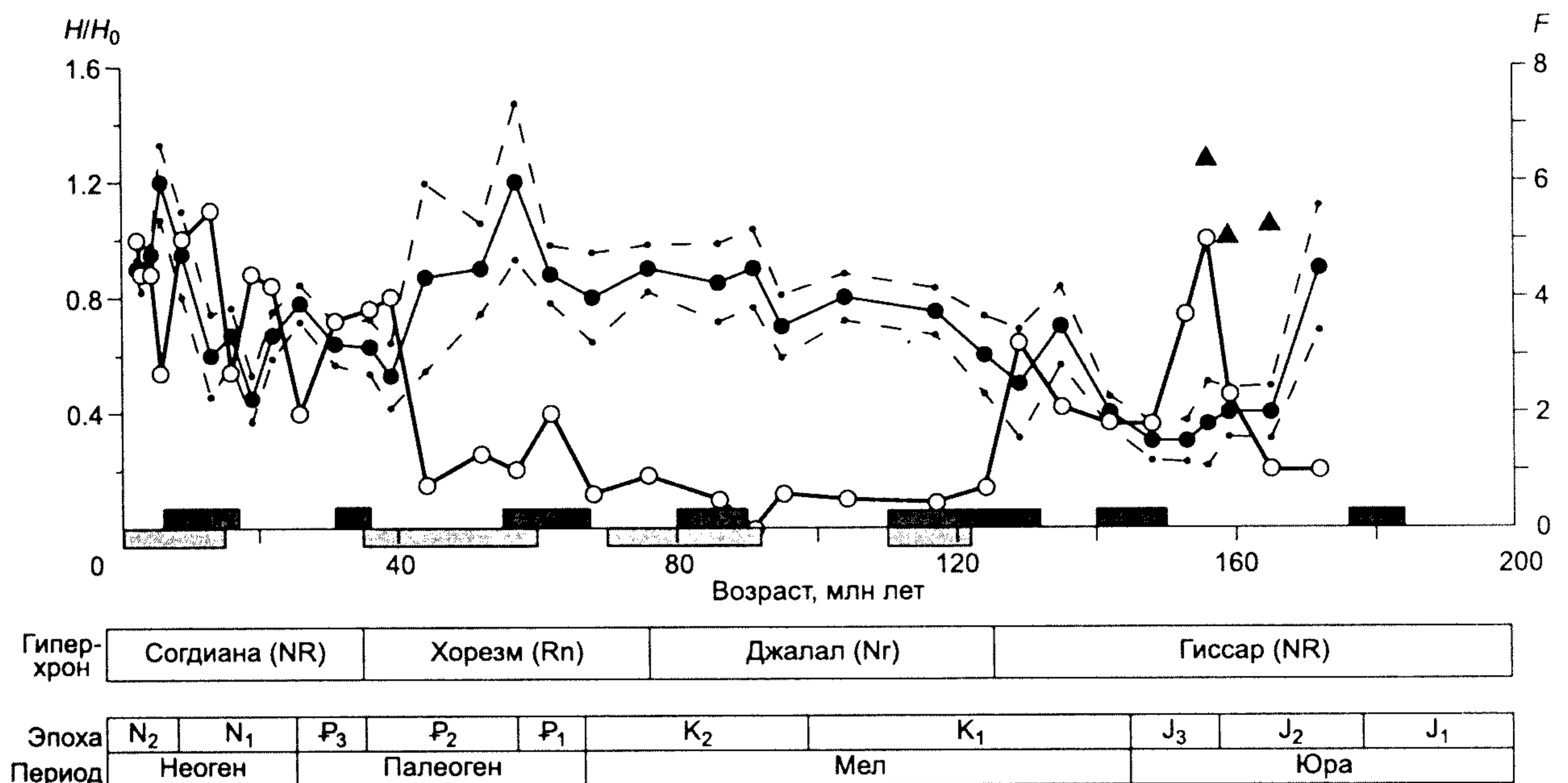


Рис. 3. Изменение средних за геологический век значений палеонапряженности (H/H_0) (темные кружки) по данным (BOROKPINT) [Куражковский и др., 2008] и частоты инверсий (F) (светлые кружки) [Дополнения..., 2000] в последние 170 млн лет.

Треугольниками отмечена частота инверсий оксфорда—бата по шкале [Gradstein et al., 2004]. Темными прямоугольниками показаны временные интервалы излияний базальтов, идентифицируемых с проявлением плюмов на земной поверхности, по [Добрецов, 1997; Грачев, 2000]. Светлыми прямоугольниками отмечены фазы активизации рифтогенеза [Хаин и Ломизе, 2005]. Штриховыми линиями показаны границы доверительных интервалов при доверительной вероятности 95 %.

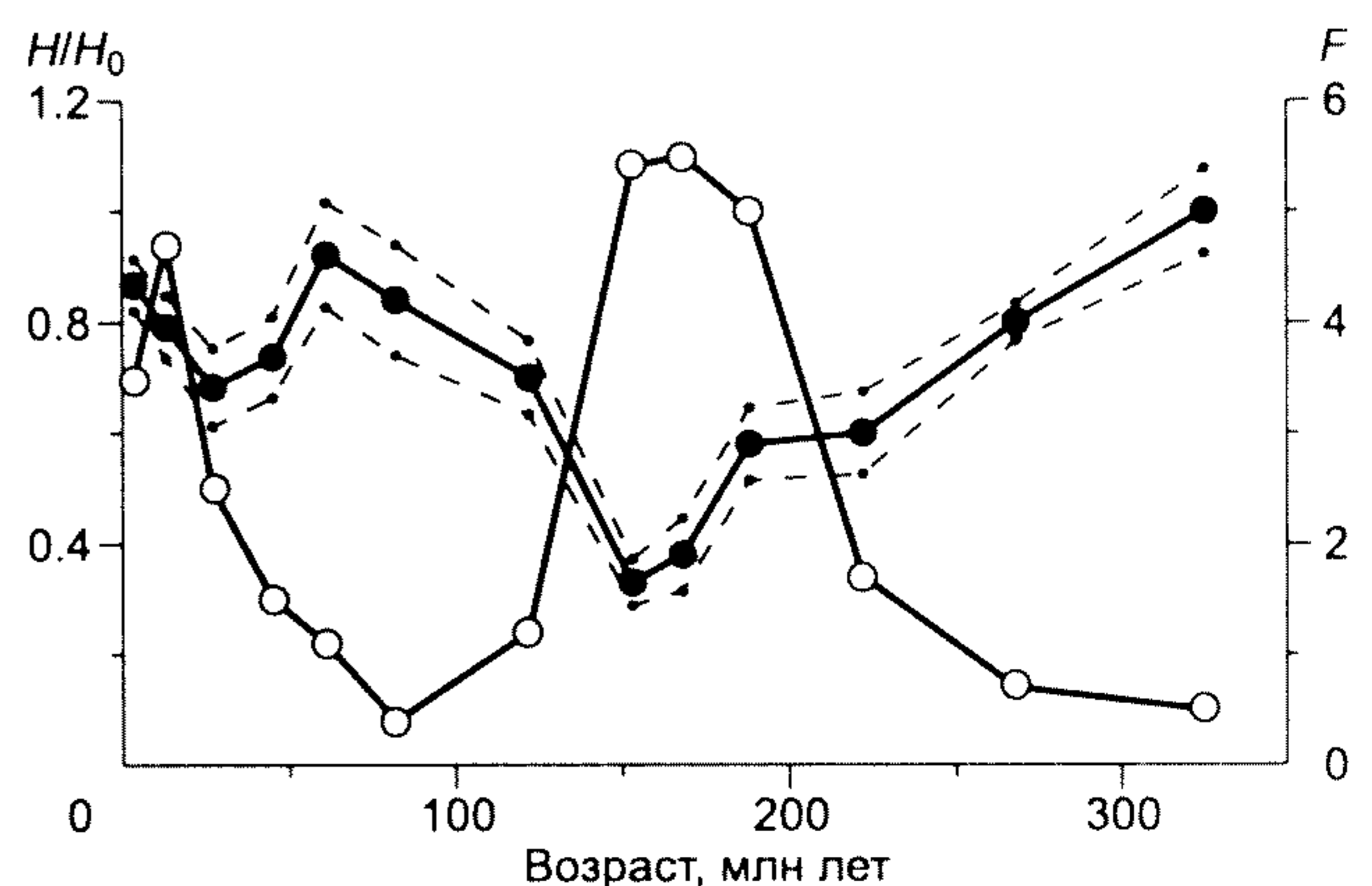
мальным значениям частоты инверсий. Продлить подобное сопоставление в глубь геологической истории не представляется возможным из-за противоречивых оценок частоты инверсий в юрском периоде (см. рис. 3) и недостаточного количества данных о палеонапряженности (см. рис. 1). Стандартная ошибка оценки среднего за геологический век значения палеонапряженности в интервале 0—160 млн лет, как правило, не превышает $0.1H_0$. Для более удаленных геологических веков эта ошибка значительно возрастает. Характер поведения частоты инверсий и палеонапряженности меняется с течением геологического времени. Например, если сравнивать верхнюю юру и неоген, то примерно одинаковым значениям частоты инверсий будут соответствовать различные значения палеонапряженности. В общем случае коэффициент корреляции между этими кривыми невысок и составляет ~ -0.3 , что обусловлено наличием общего возрастного тренда. Частота инверсий и палеонапряженность в среднем возрастают от прошлого к современности [Mazaud et al., 1983; Борисова, 1986]. С учетом временного тренда палеонапряженности и частоты инверсий коэффициент корреляции составит примерно -0.7 .

Тенденция возрастания палеонапряженности от начала к концу фанерозоя (см. рис. 1) может быть связана как с особенностями генерации геомагнитного поля (что, по нашему мнению, маловероятно), так и с уменьшением величины первичной естественной термоостаточной намагниченности с течением геологического времени. Ранее вопрос об уменьшении величины первичной термоостаточной намагниченности для пород старше 10 млн лет обсуждался в работе [Борисова, 1986].

Сопоставление палеонапряженности и частоты инверсий в последние 400 млн лет проведено на основе сопоставления данных из БД (PINT08) и

Рис. 4. Изменение средних значений палеонапряженности (темные кружки) по данным (PINT08) [Куражковский и др., 2008] и частоты инверсий (светлые кружки) [Gradstein et al., 2004] в последние 400 млн лет.

Штриховыми линиями показаны границы доверительных интервалов.



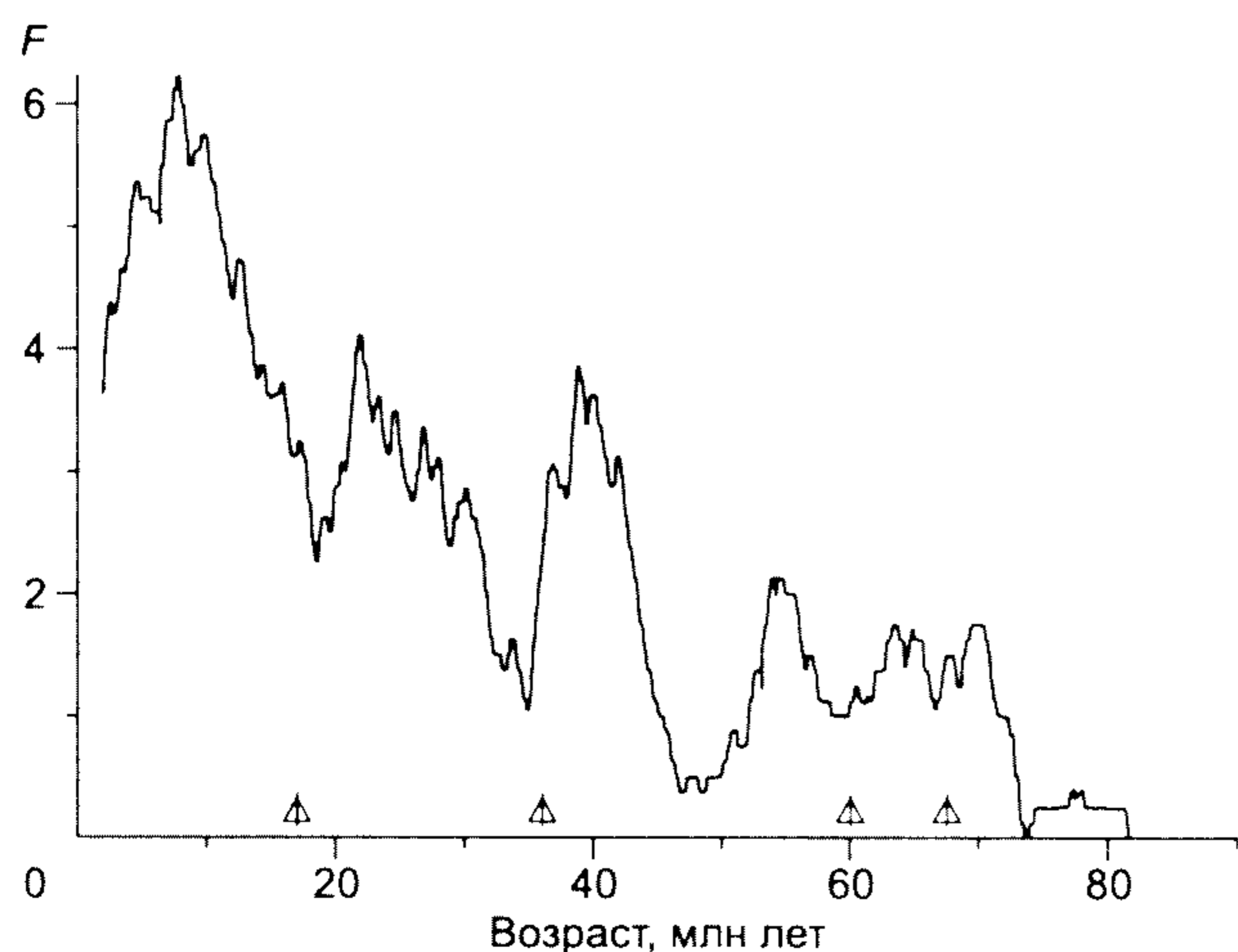
шкалы [Gradstein et al., 2004] (рис. 4). БД (PINT08) не имеет принципиальных отличий от БД (BOROKPINT). На шкале [Gradstein et al., 2004] режим полярности юры—триаса представлен более подробно, чем на шкале [Дополнения..., 2000]. Осреднение палеонапряженности до триаса проведено в соответствии с геологическими эпохами. Далее в триасе—карбоне осреднение палеонапряженности проведено в соответствии с геологическими периодами (более подробное сопоставление невозможно из-за недостатка данных). Коэффициент корреляции между кривыми H и F , приведенными на рис. 4, составляет -0.7 . Из рис. 3 и 4 видно, что в целом противофазный характер связи между палеонапряженностью и частотой инверсий не меняется в зависимости от интервалов осреднения и используемых баз данных. Нарушение этой закономерности наблюдается лишь в течение двух последних геологических эпох (последние 10—15 млн лет).

СВЯЗЬ МЕЖДУ ПОВЕДЕНИЕМ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ И ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИМИ ПРОЦЕССАМИ

По современным представлениям для генерации геомагнитного поля необходимо сочетание трех факторов: наличие жидкого ядра, обладающего хорошей проводимостью, радиальных потоков этой жидкости (тепловой конвекции) и вращения планеты вокруг своей оси [Соколов, 2004]. Характеристики геомагнитного поля должны зависеть от интенсивности тепловой конвекции в ядре и скорости (или изменения скорости) вращения планеты. Трудность исследования влияния этих факторов на поведение геомагнитного поля заключается в том, что их изменение происходит взаимосвязанно. Согласно [Авсюк, 1991], периодическое изменение скорости вращения планеты происходит под действием изменений приливного трения в системе Земля—Луна—Солнце с периодичностью порядка 200 млн лет. По-видимому, в интервалах порядка нескольких миллионов и первых десятков миллионов лет скорость вращения Земли можно считать постоянной и предположить, что процессы с такими характерными временами определяются эндогенными факторами [Добрецов, 1997]. Непосредственных свидетельств изменений тепловых потоков через границу ядро—мантия не существует. Однако косвенно на это может указывать неравномерное протекание геотектонических процессов. Интенсификации рифтогенеза и крупным лавовым излияниям на земную поверхность, вероятно, должна предшествовать (или сопутствовать) интенсификация теплопереноса к земной поверхности. Таким образом, в качестве факторов, которые, предположительно, могут быть связаны с поведением характеристик геомагнитного поля, можно рассматривать крупные излияния базальтов и рифтогенез.

Данные о значительных излияниях базальтов на земную поверхность, с которыми идентифицируются плюмы [Добрецов, 1997; Грачев, 2000], приведены на рис. 3. Как видно, в большинстве случаев эти излияния сопровождаются примерно одинаковыми изменениями в поведении геомагнитного поля. Палеонапряженность уменьшается перед проявлением на поверхности Земли эндогенного процесса, затем в течение нескольких миллионов лет возрастает в среднем на $(0.3—0.4)H_0$. Частота инверсий увеличивается перед магматическим событием. Характерные времена этих циклов изменений палеонапряженности и частоты инверсий составляют 10—20 млн лет. Временной интервал между началом изменения характеристик геомагнитного поля и началом излияния базальтов составляет 2—5 млн лет. Если излияния магмы происходят часто (в интервале 110—137 млн лет отмечено несколько таких событий [Добрецов, 1997; Грачев, 2000]), то при осреднении характеристик геомагнитного поля в соответствии с геологическими веками, короткие циклы не обнаруживаются. Это не говорит о том, что подобной цикличности в поведении характеристик геомагнитного поля не существует. Так, на рис. 2 видно, что в валанжине, готериве, барреме, апте, альбе, сеномане можно выделить интервалы с относительно высокими и относительно низкими средними значениями палеонапряженности. К сожалению, пока фрагментарность этих данных является серьезным препятствием для их точного сопоставления с особенностями проявления базальтового магматизма.

Для кайнозоя можно провести сопоставление изменений частоты инверсий с крупными излияниями базальтов более точно. Используя результаты ра-



Для кайнозоя можно провести сопоставление изменений частоты инверсий с крупными излияниями базальтов более точно. Используя результаты ра-

Рис. 5. Связь изменений частоты инверсий [Mazaud et al., 1983] с активизацией базальтового магматизма (треугольники) [Добрецов, 1997; Грачев, 2000].

бот [Mazaud et al., 1983] и [Добрецов, 1997; Грачев, 2000], на рис. 5 показано, что в этом возрастном интервале начало активизации базальтового вулканизма совпадает с уменьшением частоты инверсий.

Существование вариаций палеонапряженности с характерными временами порядка сотни миллионов лет впервые было установлено в работе [Большаков и Солодовников, 1981] и подтверждается современными данными, приведенными на рис. 3 и 4. В соответствии с этими вариациями несколько изменялась интенсивность базальтового магматизма. При росте и высоких значениях палеонапряженности (в мелу—палеогене) излияния базальтов происходят достаточно часто (в среднем менее чем через 15 млн лет). При уменьшении и низких значениях палеонапряженности (в эоцене и юре) время между проявлениями плюмов увеличивается до 30 млн лет.

Для анализа поведения палеонапряженности перед образованием сибирских трапов нет достаточного количества данных, но поведение частоты инверсий можно проанализировать по данным [Дополнения..., 2000; Gradstein et al., 2004]. Так же как и в мелу—кайнозойе, частота инверсий возросла (265 млн лет назад) перед образованием трапов и уменьшилась после их излияния (245 млн лет).

Следует отметить, что данные о палеонапряженности и частоте инверсий получены с использованием различных методик и геологических объектов. При этом перед крупными излияниями базальтов обе характеристики геомагнитного поля меняют свое поведение. Таким образом, два вида независимо полученных палеомагнитных данных указывают на существование связи между геомагнитными и эндогенными процессами.

Сопоставление поведения палеонапряженности с цикличностью геотектонических процессов затрудняется тем, что об их временных границах и, даже самом существовании цикличности, нет единого мнения. В монографии [Хаин и Ломизе, 2005] приводится один из вариантов разбиения геологической истории последних 200 млн лет в соответствии с активностью рифтогенеза. Следуя этому разбиению, в работе [Куражковский и др., 2007] проведено сопоставление данных о палеонапряженности с фазами рифтогенеза. Было показано, что во время активизации рифтогенеза палеонапряженность возрастала. Средние значения палеонапряженности в зависимости от фаз активности рифтогенеза менялись на 15—30 %. Частота инверсий уменьшается при активизации рифтогенеза. Уменьшение частоты инверсий, соответствующее этим фазам (рассчитанное по шкале [Дополнения..., 2000]), в среднем составляет 40 %.

В работе [Милановский, 1996] геологическая история разделена на более короткие (меньше 10 млн лет) интервалы, также характеризующиеся преимущественным растяжением либо сжатием земной коры. Для последних 170 млн лет (20 интервалов), мы по БД (BOROKPINT) определили средние значения палеонапряженности, соответствующие интервалам, либо преимущественного растяжения, либо сжатия. Палеонапряженность, соответствующая интервалам преимущественного растяжения, также оказалась в среднем на 20 % выше, чем интервалам сжатия.

ОБСУЖДЕНИЕ

Рассмотренные материалы позволяют сделать заключение о том, что поведение палеонапряженности, частоты инверсий и активизация базальтового вулканизма происходят взаимосвязанно. Вероятно, рассмотренные изменения характеристик геомагнитного поля и активности геотектогенеза являются следствием общего эндогенного процесса, связанного с переносом тепла от ядра к земной поверхности. Теоретическое обоснование такого механизма выходит за рамки представленной статьи, мы лишь ограничиваемся констатацией существующей взаимосвязи.

Данные об изменениях характеристик геомагнитного поля, существовавшего 80—250 млн лет тому назад позволяют сделать предварительное заключение о связи базальтового магматизма с геомагнитными процессами. Подробные данные о частоте инверсий в кайнозойе делают этот вывод более обоснованным и свидетельствуют о том, что в начале активизации базальтового магматизма происходит уменьшение частоты инверсий.

Объяснить связь между геомагнитными и геотектоническими процессами можно в рамках двух следующих широкоизвестных предположений. Перенос тепла через границу ядро—мантия происходит неравномерно. Ослабление теплопереноса ведет к перегреву внешнего ядра и ухудшению работы геодинамо (увеличению частоты инверсий) [Добрецов, 1997]. При интенсификации переноса тепла через границу ядро—мантия геодинамо работает более эффективно (частота инверсий уменьшается) [Larson, Olson, 1991; Диденко, 1999]. Перегрев границы ядро—мантия (большая частота инверсий) ведет к последующему усилению оттока тепла к поверхности. Усиление оттока тепла к поверхности сопровождается снижением частоты инверсий и проявлению плюмового вулканизма. Мы не делаем предположений о том, когда происходит формирование плюма, и в какой момент осуществляется его отрыв от внешнего ядра. Тем не менее, на наш взгляд, достаточно отчетливо видно, что весь процесс от предположительного перегрева ядра до активизации вулканизма не превышает первых миллионов лет. В соответствии с этим скорость теплопереноса через мантию должна быть не меньше 1 м/год. Это достаточно близко к оценкам, сделанным в работах [Добрецов и др., 1993; Милановский, 1996].

Совместное рассмотрение данных [Хаин и Ломизе, 2005] и [Добрецов, 1997; Грачев, 2000] (см. рис. 3) показало, что начало рифтогенеза обычно совпадает с проявлениями суперплюмов на земной поверхности. Таким образом, повышение палеонапряженности, которое наблюдается после излияний базальтов, приходится на фазу активизации рифтогенеза.

ВЫВОДЫ

В результате проведенного сопоставления мировых и авторских данных о напряженности древнего геомагнитного поля с частотой инверсий и активностью некоторых эндогенных процессов обнаружено, что изменения средних за геологический век значений палеонапряженности и частоты инверсий в интервале 0—160 млн лет происходят противофазно. Аналогичная тенденция прослеживается в изменении этих же параметров геомагнитного поля и в течение последних 400 млн лет. При увеличении средних за геологический век значений палеонапряженности увеличивается амплитуда и меняется структура ее вариаций.

В соответствии с фазами активизации рифтогенеза, палеонапряженность возрастала на 15—30 %, а частота инверсий в среднем уменьшалась на 40 %. В интервале 0—150 млн лет крупным излияниям базальтов, которые идентифицируются с проявлением плюмов, предшествует уменьшение, а затем рост палеонапряженности. Характерные времена между началом изменения характеристик геомагнитного поля и активизацией базальтового вулканизма обычно не превышают несколько миллионов лет.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 07-05-01026-а, 08-05-00385-а).

ЛИТЕРАТУРА

Авсюк Ю.Н. Альтернатива спредингу // Докл. АН СССР, 1991, т. 317, № 6, с. 1337—1341.

Большаков А.С., Солодовников Г.М. Напряженность геомагнитного поля в последние 400 млн лет // Докл. АН СССР, 1981, т. 260, № 6, с. 1340—1344.

Борисова Г.П. Новые данные о древнем геомагнитном поле // Палеонапряженность: физические основы и методы исследования / Под ред. В.И. Белокопя, Л.Л. Афремова. Владивосток, Изд-во Дальневост. ун-та, 1986, с. 18—26.

Грачев А.Ф. Мантийные плюмы и проблемы геодинамики // Физика Земли, 2000, № 4, с. 3—37.

Гужиков А.Ю., Куражковский А.Ю., Куражковская Н.А. Определение палеонапряженности геомагнитного поля в барреме по северокавказским сероцветным осадкам // Физика Земли, 2002, № 4, с. 78—82.

Гужиков А.Ю., Молостовский Э.А., Назаров Х., Фомин В.А., Барабошкин Е.Ю., Копаевич Л.Ф. Магнитостратиграфические данные по верхнему мелу Туаркыра (Туркменистан) и их значение для общей палеомагнитной шкалы // Физика Земли, 2003, № 9, с. 31—44.

Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Ю., Фомин В.А. Магнитостратиграфическая шкала меловой системы: современное состояние, проблемы построения и перспективы развития // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии / Ред. Е.М. Первушов. Саратов, Изд-во Саратов. ун-та, 2007, с. 69—86.

Диденко А.Н. О временной связи процессов в ядре и литосфере // Российский журнал наук о Земле, 1999, т. 1, № 3, с. 187—198.

Добрецов Н.Л. Мантийные суперплюмы как причина главной геологической периодичности и глобальных перестроек // Докл. РАН, 1997, т. 357, № 6, с. 797—800.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Гладков И.Н. Проблемы глубинной геодинамики и моделирование мантийных плюмов // Геология и геофизика, 1993, т. 34 (12), с. 5—21.

Дополнения к Стратиграфическому кодексу России / А.И. Жамойда, О.П. Ковалевский, Т.Н. Корень, Л.С. Маргулис, Н.П. Предтеченский, А.Г. Рублев, М.А. Семихватов, А.Н. Храмов, В.К. Шкатова. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 2000, 111 с.

Куражковский А.Ю., Куражковская Н.А. Оценка ошибок, вносимых меняющимися условиями осадконакопления в реконструкцию вариаций напряженности геомагнитного поля // Физика Земли, 2001, № 4, с. 31—35.

Куражковский А.Ю., Малахов М.И., Малахова Г.Ю., Куражковская Н.А. Поведение напряженности геомагнитного поля в последние 1.4 миллиона лет // Физика Земли, 2005, № 9, с. 46—53.

Куражковский А.Ю., Куражковская Н.А., Клайн Б.И. О связи изменений напряженности магнитного поля Земли с геотектоническими процессами // Докл. РАН, 2007, т. 414, № 1, с. 97—100.

Куражковский А.Ю., Куражковская Н.А., Клайн Б.И. Связь напряженности геомагнитного поля и особенностей его вариаций с частотой инверсий // Докл. РАН, 2008, т. 420, № 2, с. 243—247.

Милановский Е.Е. О корреляции фаз учащения инверсий геомагнитного поля, понижений уровня Мирового океана и фаз усиления деформаций сжатия земной коры в мезозое и кайнозое // Геотектоника, 1996, № 1, с. 3—11.

Молостовский Э.А., Печерский Д.М., Фролов И.Ю. Магнитохроностратиграфическая шкала фанерозоя и ее описание с помощью кумулятивной функции распределения // Физика Земли, 2007, № 10, с. 15—23.

Печерский Д.М. Геомагнитное поле на границах палеозоя/мезозоя, мезозоя/кайнозоя и нижнемантийные плюмы // Физика Земли, 2007, № 10, с. 49—59.

Селиверстов Н.И. Глобальные изменения уровня океана и четвертичный вулканизм // Вулканология и сейсмология, 2001, № 5, с. 22—31.

Соколов Д.Д. Геодинамо и модели генерации геомагнитного поля (обзор) // Геомагнетизм и аэронавигация, 2004, т. 44, № 5, с. 579—589.

Солодовников Г.М. Палеонапряженность геомагнитного поля, определенная на породах олигоценного и миоценового возраста // Физика Земли, 1999а, № 4, с. 85—90.

Солодовников Г.М. Напряженность магнитного поля Земли в плиоцене // Физика Земли, 1999б, № 10, с. 84—89.

Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М., Изд-во Моск. ун-та, 2005, 560 с.

Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А., Писаревский С.А., Погарская И.А., Ржевский Ю.С., Родионов В.П., Слауцитайс И.П. Палеомагнитология / Ред. А.Н. Храмов. Л., Недра, 1982, 312 с.

Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G., Agterberg F.P., Bleeker W., Cooper R.A., Davydov V., Gibbard P., Hinnov L.A. A Geologic Time Scale 2004. Cambridge University Press, 2004, 590 p.

Guyodo Y., Valet J.-P. Global changes in intensity of the Earth's magnetic field during the past 800 kyr // Nature, 1999, v. 399, p. 249—252.

Heller R., Merrill R.T., McFadden P.L. The two states of paleomagnetic field intensities for the past 320 million years // Phys. Earth Planet. Inter., 2003, v. 135, p. 211—223.

Larson R.L., Olson P. Mantle plumes control magnetic reversal frequency // Earth Planet. Sci. Lett., 1991, v. 107(3/4), p. 437—447.

Macouin M., Valet J.P., Besse J. Long-term evolution of the geomagnetic dipole moment // Phys. Earth Planet. Inter., 2004, v. 147, p. 239—246.

Mazaud A., Laj C., Laurent de Seze, Verosub K.L. 15-Myr periodicity in the frequency of geomagnetic reversals since 100 Myr // Nature, 1983, v. 304, p. 328—330.

Tarduno J.A., Cottrell R.D., Smirnov A.V. The paleomagnetism of single silicate crystals: recording geomagnetic field strength during mixed polarity intervals, superchrons, and inner core growth // Rev. Geoph., 2006, v. 44, RG1002, doi:10.1029/2005RG000189.

Tauxe L., Yamazaki T. Paleointensities. Treatise on geophysics // Geomagnetism, 2007, v. 5, p. 509—563.

Tauxe L., Pick T., Kok Y.S. Relative paleointensity in sediments: a pseudo-Thellier approach // Geophys. Res. Lett., 1995, v. 22, p. 2885—2888.

Valet J.-P. Time variations in geomagnetic intensity // Rev. Geoph., 2003, v. 41(1), 1004. doi: 10.1029/2001/RG000104, 2003.

Valet J.-P., Meynadier L. Geomagnetic field in intensity and reversals during the past four million years // Nature, 1993, v. 366, p. 234—238.

Yu Y., Tauxe L., Genevey A. Towards an optimal geomagnetic field intensity determination technique // Geochem., Geophys., Geosyst., 2004, v. 5, Q02H07, doi: 10.1029/2003GC000630, 2004.