

О СВЯЗИ ИЗМЕНЕНИЙ НАПРЯЖЕННОСТИ МАГНИТНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ С ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИМИ ПРОЦЕССАМИ

© 2007 г. А. Ю. Куражковский, Н. А. Куражковская, Б. И. Клайн

Представлено академиком В.Н. Страховым 05.04.2006 г.

Поступило 10.05.2006 г.

Исследования связи между циклическими геомагнитными и геотектоническими процессами играют существенную роль при оценке скорости передачи энергии от границы ядро–мантия к поверхностным слоям Земли и изучении механизмов, контролирующих динамику литосферы. При этом в качестве характеристики земного магнитного поля используются в основном сведения о режиме магнитной полярности. Характерные времена смены магнитополярных режимов и рассматриваемых совместно с ними геотектонических процессов составляют десятки и сотни миллионов лет. Спектр изменений палеонапряженности имеет периодичности от тысяч до сотен миллионов лет и несомненно обладает большей информативностью о процессах, связанных с генерацией геомагнитного поля. Анализ связи палеонапряженности с геотектоническими процессами открывает новые возможности в исследовании процессов, характерные времена которых меньше периодичности смены магнитополярных режимов. Однако в настоящее время палеонапряженность является наименее изученной характеристикой земного магнитного поля, что затрудняет исследование ее связи с процессами в литосфере. Появление новых определений палеонапряженности по осадочным породам, отраженных в работах [1–3], и вулканогенам, представленным в базе данных (БД) [<http://wwwbrk.adm.yar.ru/palmag/indlx.html>], впервые позволило проанализировать связь палеонапряженности с цикличностью проявлений пеплового вулканизма в плейстоцене и активностью рифтогенеза в мезозое–кайнозое.

Для исследования связи активности вулканов с динамикой палеонапряженности в течение последних 800 тыс. лет (рис. 1) нами использованы данные о поведении напряженности геомагнитного поля (кривая Sint 800 из [1]), диаграмма распределения прослоев вулканического пепла в оса-

дочном чехле Тихого океана и связанная с ней изотопно-кислородная диаграмма Шеклтона–Опдейка из [4]. Согласно работам [4, 5] активность вулканов (в плейстоцене), находящихся по обрамлению Тихого океана, возрастила во время четных изотопно-кислородных стадий.

Следует заметить, что при исследовании поведения палеонапряженности используются керны отложений, в которых вариации магнитоминералогического состава (и пепла) минимальны. В связи с этим поведение палеонапряженности и вариации вулканического пепла определяются по различным кернам отложений. В то же время вне зависимости от цели исследования датировки горизонтов отложений осуществляются одинаковыми методами (в том числе по содержанию изотопа кислорода O_{18} в фораминиферах). Это позволяет с хорошей точностью сопоставить временные границы геомагнитных и геотектонических событий, даже если они определены по различным кернам.

Как видно из сопоставления данных, приведенных на рис. 1, все максимумы напряженности геомагнитного поля полностью либо частично соответствуют четным изотопно-кислородным стадиям (положительные значения δO_{18}). В четырех случаях (2-, 4-, 6- и 10-я кислородные стадии) максимумы напряженности магнитного поля точно совпадают с активизацией вулканизма. Также в четырех случаях активизация вулканизма происходит при росте (8- и 12-я стадии) либо спаде (16- и 18-я стадии) палеонапряженности. При этом средние значения палеонапряженности, соответствующие четным стадиям кислородной кривой, также оказываются выше, чем в соседних нечетных стадиях. Только в 14-й изотопно-кислородной стадии, т.е. 520–560 тыс. лет назад, активизация вулканизма произошла при относительно низких значениях палеонапряженности.

Исходя из результатов, приведенных на рис. 1, можно получить примерную оценку периодичности активизации вулканов и соответствующих вариаций напряженности геомагнитного поля, которая составляет около 100 тыс. лет. Ранее подобная периодичность (близкая к 100 тыс. лет)

Геофизическая обсерватория “Борок” – филиал Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской Академии наук, Борок Ярославской обл.

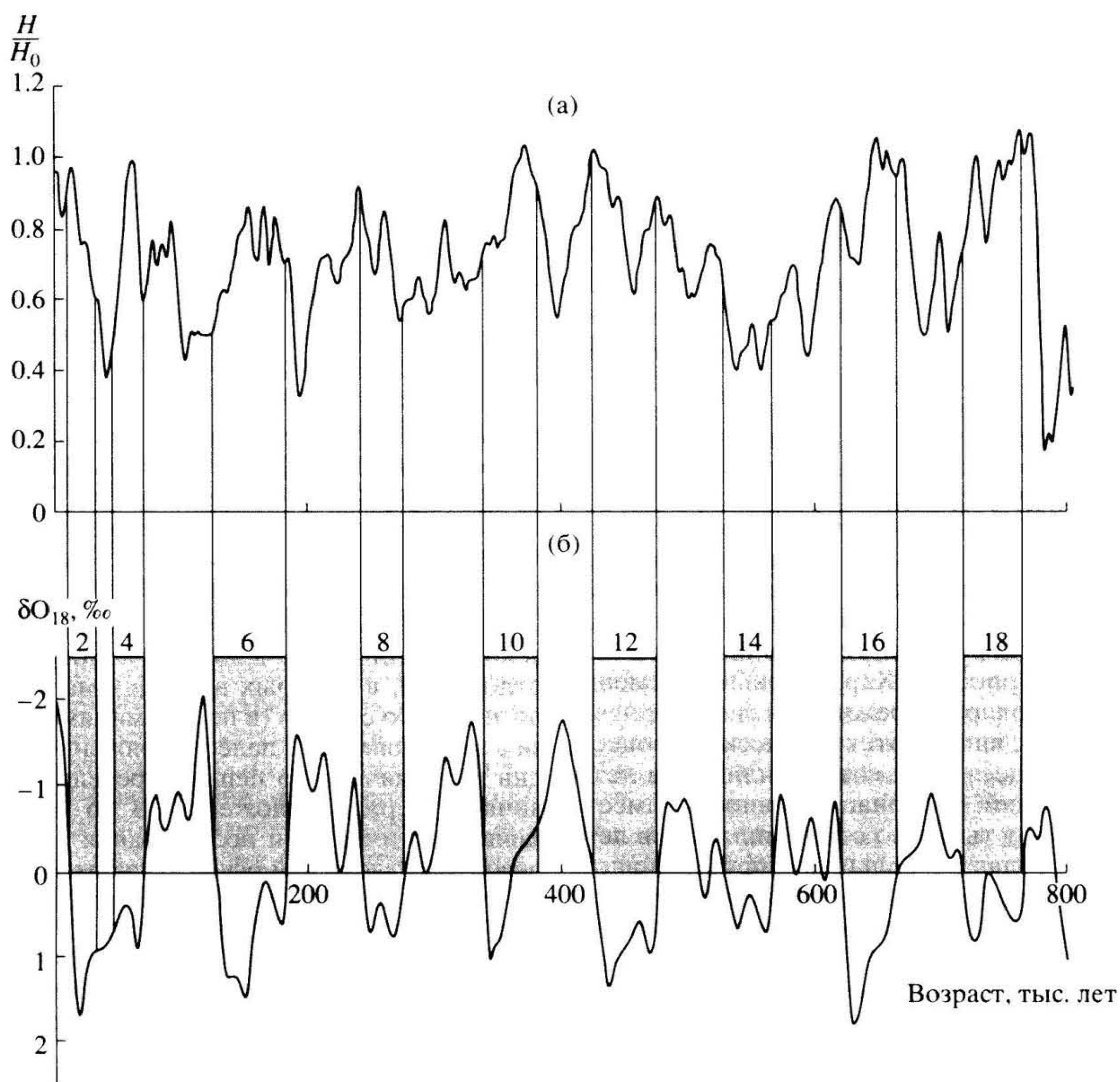


Рис. 1. Связь поведения палеонапряженности за последние 800 тыс. лет $\left(\frac{H}{H_0}\right)$ [1] (а) с активностью пеплового вулканизма [4] (б). Четные стадии изотопно-кислородной диаграммы Шеклтона–Опдейка [6], соответствующие активизации вулканизма, обозначены темными прямоугольниками.

была выявлена в спектрах временных изменений δO_{18} в тихоокеанских осадках и палеонапряженности (Sint 800), анализ которых проводился для исследования связи геомагнитных и климатических процессов [7].

При анализе мировых данных о модуле древнего геомагнитного поля в работе [8] было обращено внимание на то, что в интервале 70–800 тыс. лет назад средние значения палеонапряженности, определенной по вулканогенам, выше, чем по осадочным породам. В [8] этому факту не дано какого-либо объяснения. Обнаруженное совпадение активизации вулканизма с максимумами напряженности геомагнитного поля позволяет объяснить причины этого различия: образование вулканогенов происходило неравномерно, продуктивность вулканизма возрастала при высоких

значениях палеонапряженности; точность радиометрических измерений возраста вулканогенов в большинстве случаев не позволяет оценить неравномерность их образования. Таким образом, если реконструкции палеонапряженности осуществляются по вулканогенам, то ее значения получаются преимущественно высокие. В целом эти значения не вполне адекватно характеризуют напряженность геомагнитного поля, существовавшего в рассмотренном интервале (70–800 тыс. лет назад).

Чтобы наиболее обоснованно представить динамику поведения палеонапряженности в течение последних 200 млн. лет, нами впервые были проанализированы данные, полученные по вулканогенным и осадочным породам. Результаты определения палеонапряженности, выполненные по

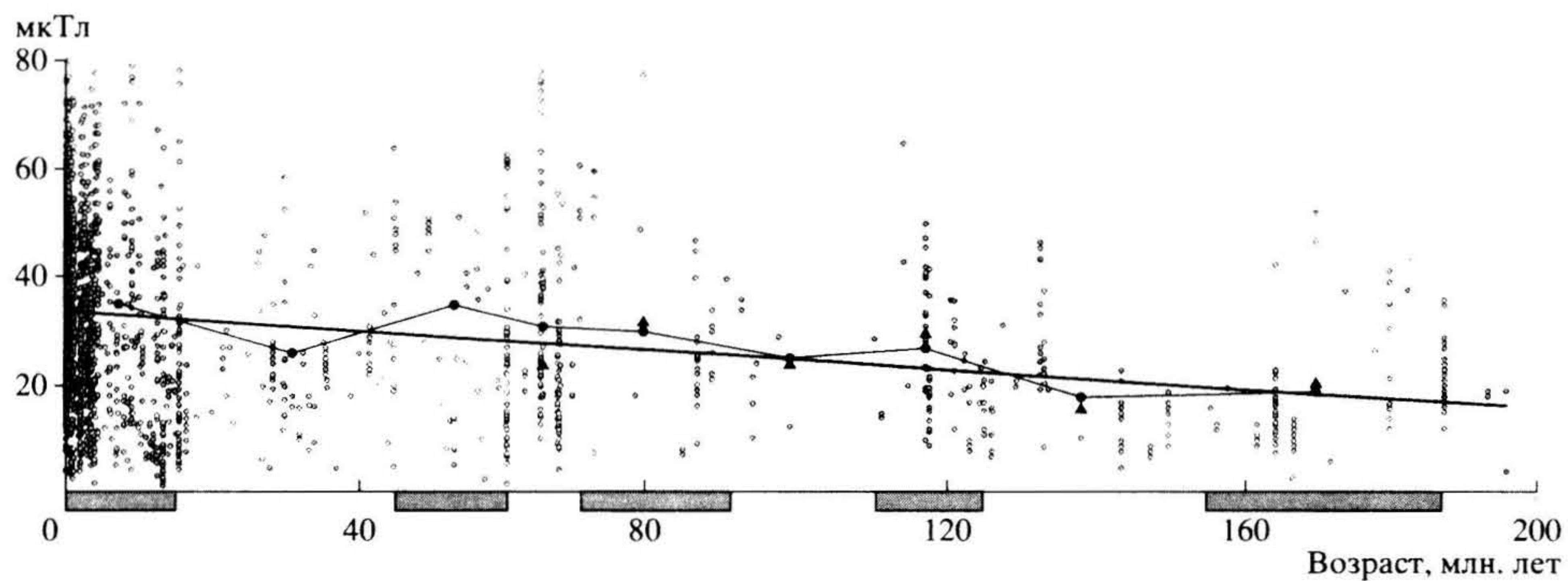


Рис. 2. Связь напряженности геомагнитного поля с цикличностью рифтогенеза. Точками показаны все определения палеонапряженности последних 200 млн. лет, взятые из БД. Наклонной линией обозначен временной тренд палеонапряженности. Средние (за фазы рифтогенеза) значения палеонапряженности, выполненные по вулканогенам и осадочным породам, показаны соответственно кружками и треугольниками. Серым цветом на оси абсцисс выделены фазы активизации рифтогенеза [10].

термонамагнитным породам (вулканогенам), взяты из БД. Определение фрагментов поведения палеонапряженности мелового и юрского периодов проведено авторами настоящего сообщения по осадочным породам Русской плиты, Северного Кавказа и Приполярного Урала [2, 3]. Фрагмент реконструкции поведения палеонапряженности маастрихта (65–70 млн. лет назад) и данные об ее средних значениях в бате–келовее (160–170 млн. лет назад) публикуются впервые. Для определения палеонапряженности маастрихта и бата–келовея использованы образцы опорных разрезов с. Пудовкино (Саратовский район), г. Саратова и г. Рыбинска. Реконструкция палеонапряженности маастрихта и бата–келовея выполнена по методике, которая ранее использовалась нами в работах [2, 3].

Существование смены эпох рифтогенеза и складчатости до настоящего времени является предметом дискуссий. Тем не менее данные об интенсивности образования вулканогенов свидетельствуют в пользу того, что это неравномерный процесс, состоящий из циклов различной длительности [9]. Рисунок 2 позволяет сопоставить данные о цикличности рифтогенеза, взятые из работы [10], с результатами определения палеонапряженности последних 200 млн. лет, выполненного по вулканогенам БД и осадочным породам. Используя БД, мы определили тренд палеонапряженности на всем исследованном возрастном промежутке и подсчитали ее средние значения в пределах временных границ, соответствующих отдельным фазам рифтогенеза.

Как видно из графика, в течение последних 200 млн. лет происходило возрастание напряженности геомагнитного поля. Активизация рифтогенеза

происходила при относительно высоких средних значениях палеонапряженности. При уменьшении палеонапряженности активность рифтогенеза снижалась. Некоторое нарушение этой закономерности (вместо уменьшения средних значений палеонапряженности получено только уменьшение скорости ее роста) наблюдалось на границе мел–палеоген в промежутке 60–70 млн. лет назад.

Средние значения палеонапряженности, полученные по осадочным породам, определялись в тех же временных границах, что и при использовании вулканогенов. Построение палеонапряженности мелового периода по осадочным породам подтвердило характер соответствия изменений ее средних значений цикличности рифтогенеза. Всем стадиям активизации рифтогенеза соответствовали относительно высокие средние значения палеонапряженности (рис. 2).

Как было показано, палеонапряженность одних и тех же временных интервалов, определенная по осадочным и вулканогенным породам, может различаться. Тем не менее в рассмотренном интервале (юра–мел, 65–200 млн. лет) форма кривой изменений палеонапряженности и ее соответствие циклам рифтогенеза не зависели от генезиса используемых для этих целей горных пород. В меловом и юрском периодах (исключение составляет маастрихт) не отмечено значимых различий между средними значениями палеонапряженности, определенной по вулканогенным и осадочным породам. По-видимому, в течение эпох рифтогенеза фазовое соответствие активности вулканов и вариаций палеонапряженности неоднократно менялось.

На рис. 3 приведены фрагменты поведения палеонапряженности мелового периода различных

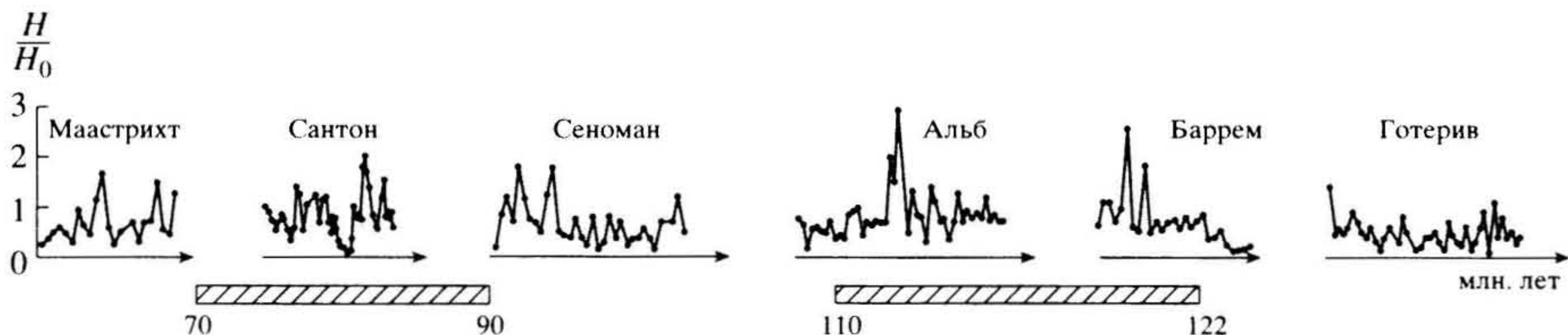


Рис. 3. Фрагменты поведения палеонапряженности мелового периода различных фаз рифтогенеза, полученные по осадочным породам. Ниже оси абсцисс показаны фазы активного рифтогенеза, возрастные границы которых взяты из [10].

фаз рифтогенеза. Фазам активного рифтогенеза соответствовали фрагменты палеонапряженности, полученные по отложениям баррема (зона M1) [2], альба [2] и сантону [3]. В это время наблюдались относительно высокие значения палеонапряженности ($0.8H_0$, где H_0 – напряженность современного магнитного поля Земли). Амплитуда вариаций напряженности геомагнитного поля не была постоянной. Вариации палеонапряженности относительно небольшой амплитуды чередовались с ее всплесками. Во время всплесков значения палеонапряженности возрастали в несколько раз (до $3H_0$).

Палеонапряженность низкой активности рифтогенеза показана на примерах фрагментов ее поведения, полученных по отложениям готерива [3], сеномана [3] и маастрихта (рис. 3). Ее средние значения составили $0.5H_0$, $0.6H_0$ и $0.6H_0$ соответственно. При низкой активности рифтогенеза всегда наблюдались значительные вариации палеонапряженности, но отсутствовали либо имели относительно небольшую амплитуду (до $2H_0$) ее всплески. Среди рассмотренных фрагментов палеонапряженности максимальная амплитуда ее вариаций отмечена в маастрихте.

Проведенное исследование показало, что в проявлении геотектонических и геомагнитных процессов имеются общие периодичности (порядка 100 тыс. и первых десятков миллионов лет). Характер временной связи между геомагнитными и геотектоническими процессами различается в зависимости от длительности их периодов изменения.

Вариации палеонапряженности и вулканической активности длительностью порядка 100 тыс. лет не имеют постоянного фазового соответствия. Во временном промежутке (0–800 тыс. лет) в большинстве случаев активизации вулканизма соответствуют повышенные значения палеонапряженности.

Между цикличностью рифтогенеза и поведением палеонапряженности (процессы до десятков миллионов лет) наблюдается хорошее совпадение. Циклы рифтогенеза имеют различную длительность, но фазы их активности совпадают с вариациями средних значений напряженности геомагнитного поля. Такое совпадение является серьезным аргументом в пользу существования генетической связи между характером генерации земного магнитного поля и процессами в литосфере.

Мы благодарим А.Ю. Гужикова, М.В. Пименова и О.Б. Ямпольскую за предоставленные коллекции образцов осадочных пород и ценные замечания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Guyodo Y., Valet Y.-P. // Nature. 1999. V. 399. P. 249–252.
2. Куражковский А.Ю., Куражковская Н.А., Кайн Б.И., Гужиков А.Ю. // ДАН. 2003. Т.390. № 6. С. 825–827.
3. Куражковский А.Ю., Куражковская Н.А., Кайн Б.И., Гужиков А.Ю. В сб.: Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент. Материалы международного семинара. Казань: Казан. ун-т, 2004. С. 27–32.
4. Селиверстов Н.И. // Вулканология и сейсмология. 2001. № 5. С. 22–31.
5. Кенни Дж.П. Морская геология. М.: Мир, 1987. Т. 1. 396 с.
6. Shackleton N.J., Opdyke N.D. // Quatern. Res. 1973. № 3. P. 39–55.
7. Мернер Н.А., Петрова Г.И., Пилипенко О.М. и др. // Физика Земли. 2001. № 10. С. 24–32.
8. Щербаков В.П., Соловьев Г.М., Сычева Н.К. // Физика Земли. 2002. № 2. С. 26–33.
9. Белый В.Ф., Сидоров А.А. // Вулканология и сейсмология. 2002. № 1. С. 12–21.
10. Хайн В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 2005. 560 с.