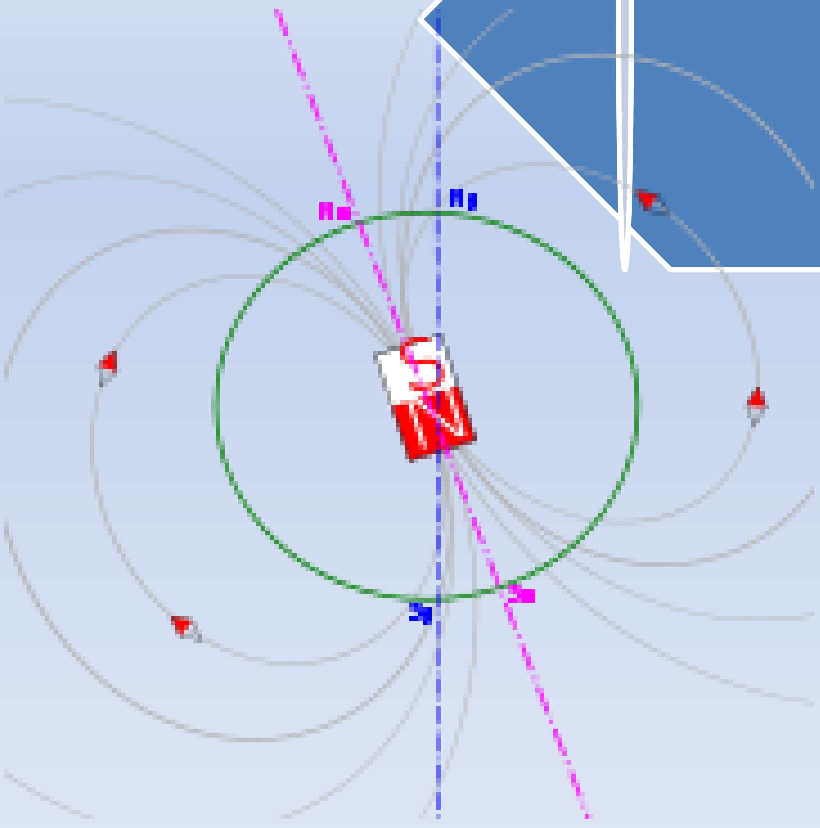
Эволюция геомагнитного поля в геологическом прошлом. Результаты и проблемы.



Фундаментальная задача геомагнетизма

. Описание пространственно-временной структуры магнитного поля Земли

Палеомагнетизм

Описание этой структуры в историческом и геологическом прошлом.

Три глобальные черты геомагнитного поля

Инверсии, напряжённость поля, вековые вариации

1. Палеовековые вариации (характерное время изменений элементов поля 10-1000 лет)

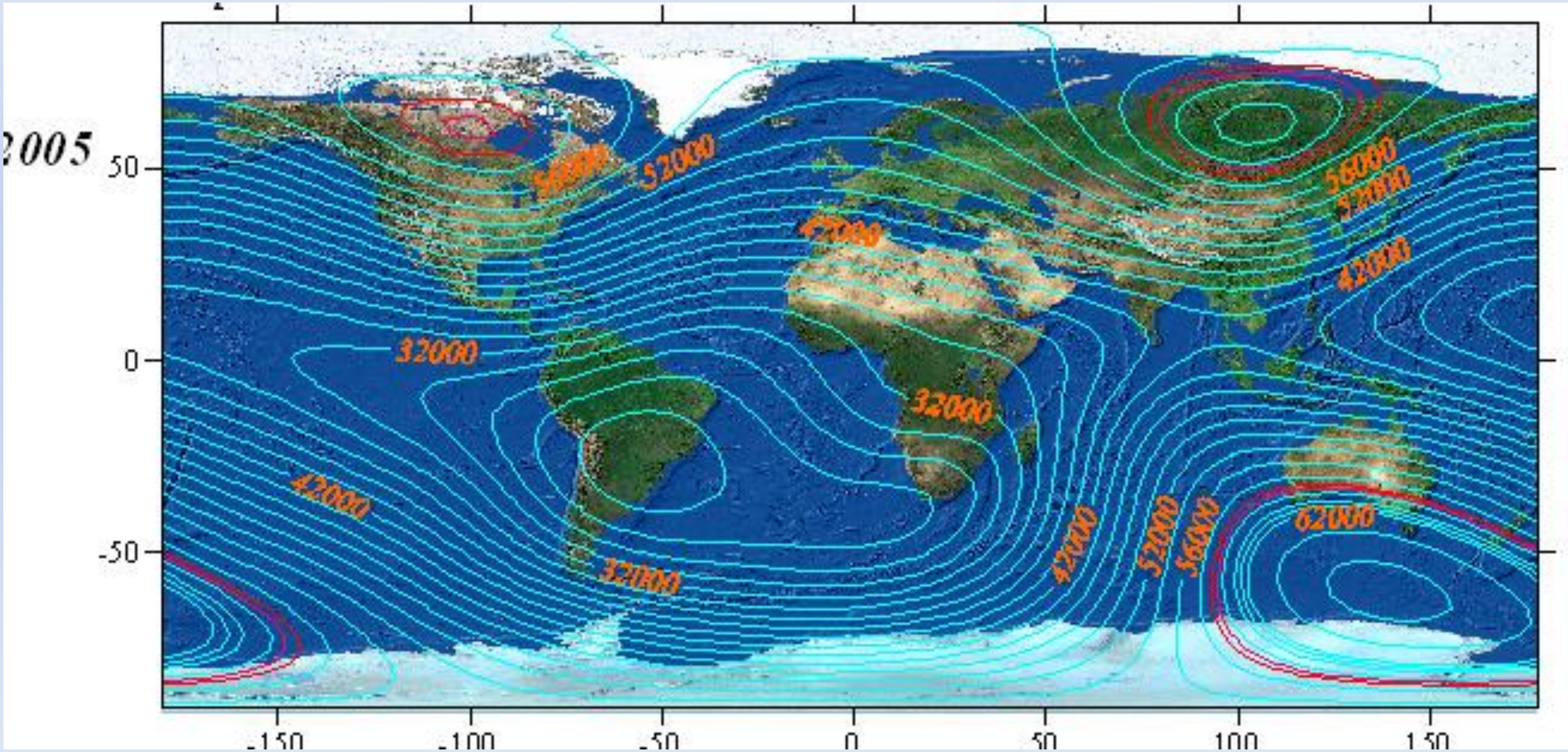
2. Статистика инверсий

(Когда грядёт следующая инверсия?)

3. Интенсивность геомагнитного поля в геологическом прошлом

1-3. Что предсказывают численные расчёты геодинамо? Сравнение с эмпирикой.

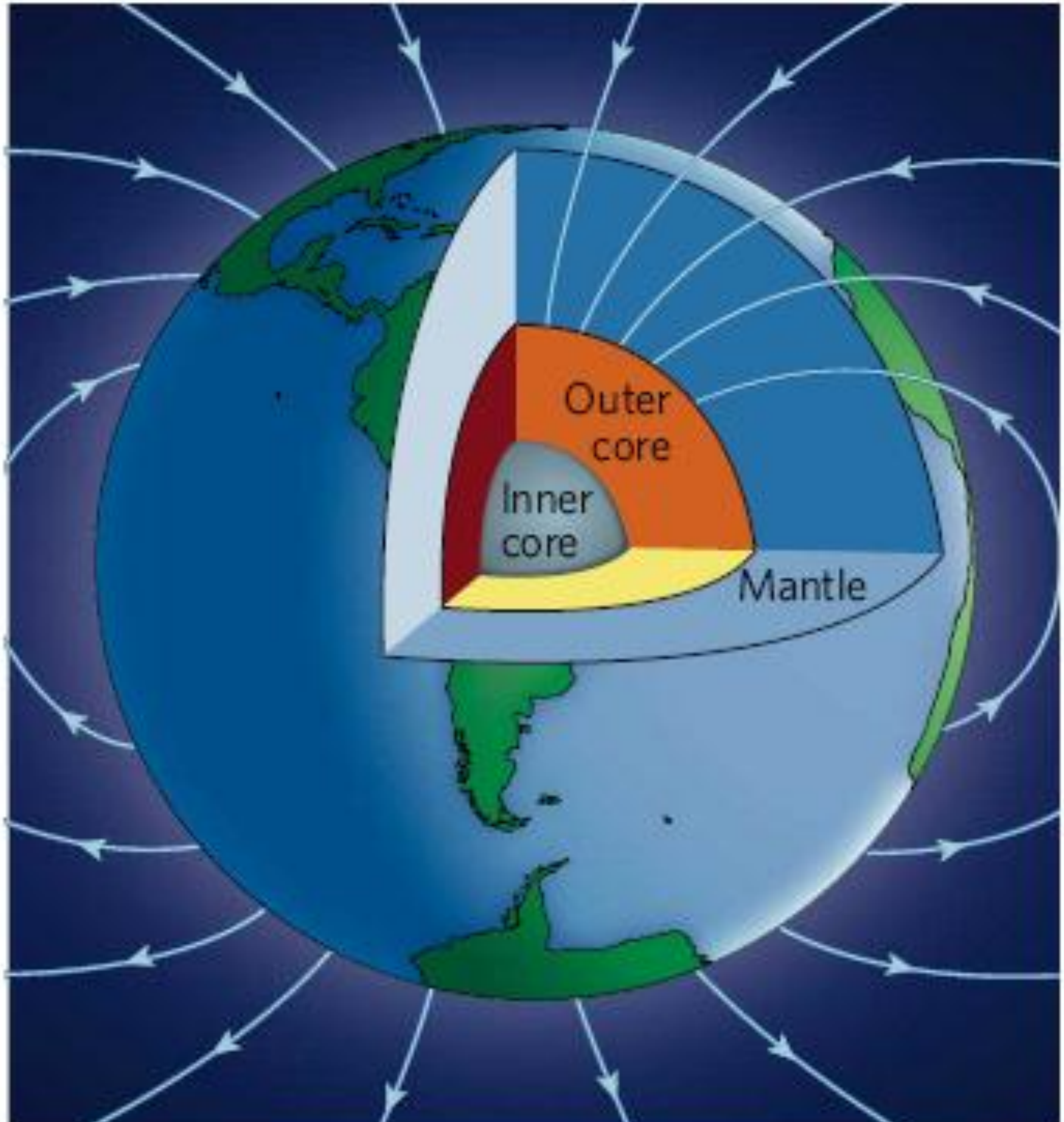
Недипольная часть поля составляет от 10 до 25 % его полной величины

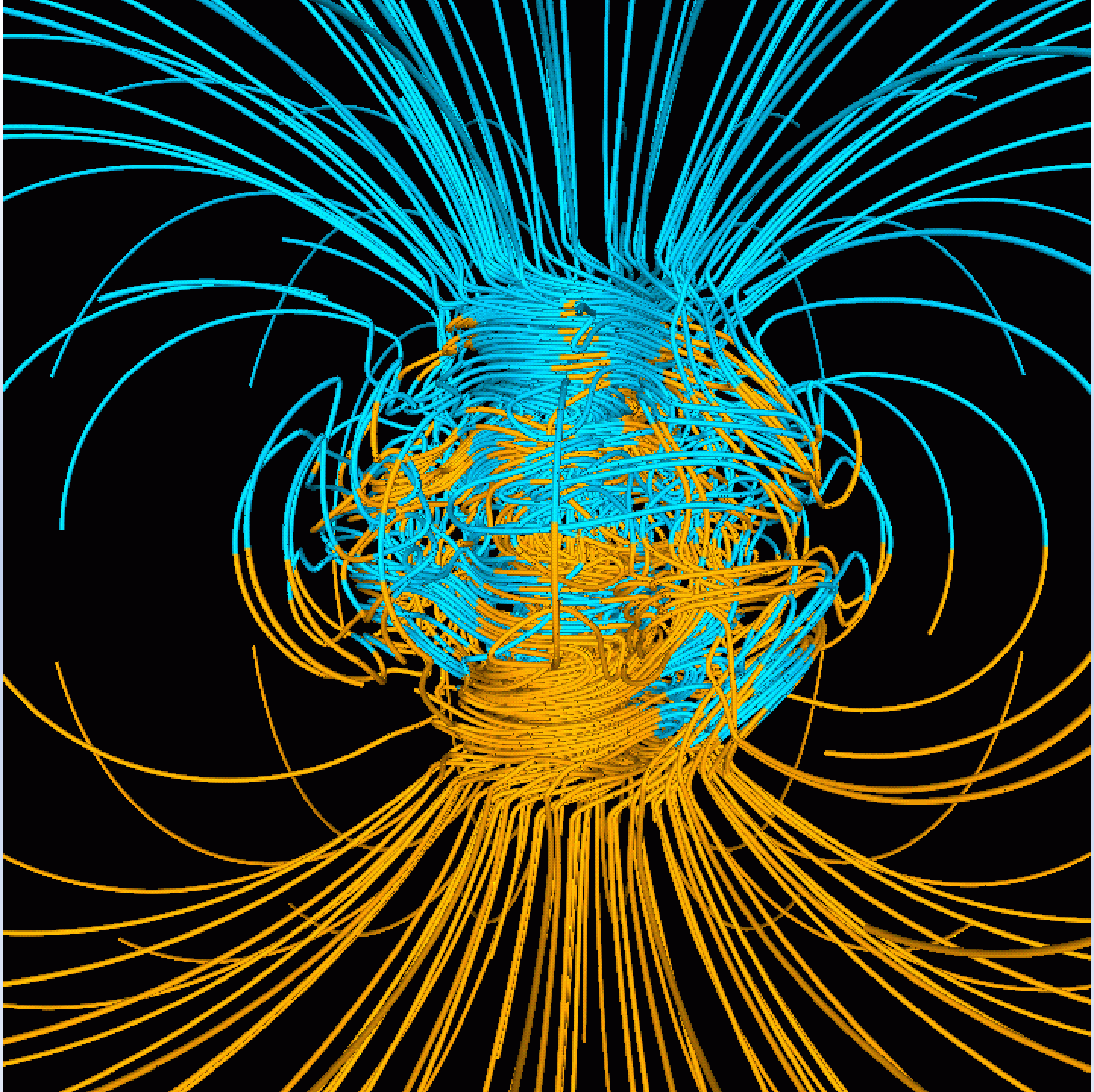


Полное описание геомагнитного поля во времени и пространстве достигается путём разложения его потенциала Ψ по сферическим функциям с зависящими от времени коэффициентами этого разложения. Именно это и делается при построении обновляемой каждые 5 лет International Geomagnetic Reference Field (IGRF), когда определяются коэффициенты для десятков гармоник .

При удалении от эпохи инструментальных наблюдений эта задача реально сводится к определению нескольких гармоник (археомагнетизм), а то и вовсе одной дипольной компоненты (палеомагнетизм)

$$\psi = \frac{a}{\mu_0}\sum_{l=1}^{\infty}\sum_{m=0}^{l}\left(\frac{a}{r}\right)^{l+1} P_l^m(\cos\theta)(g_l^m \cos m\phi + h_l^m \sin m\phi)$$


Outer
core
Inner
core
Mantle

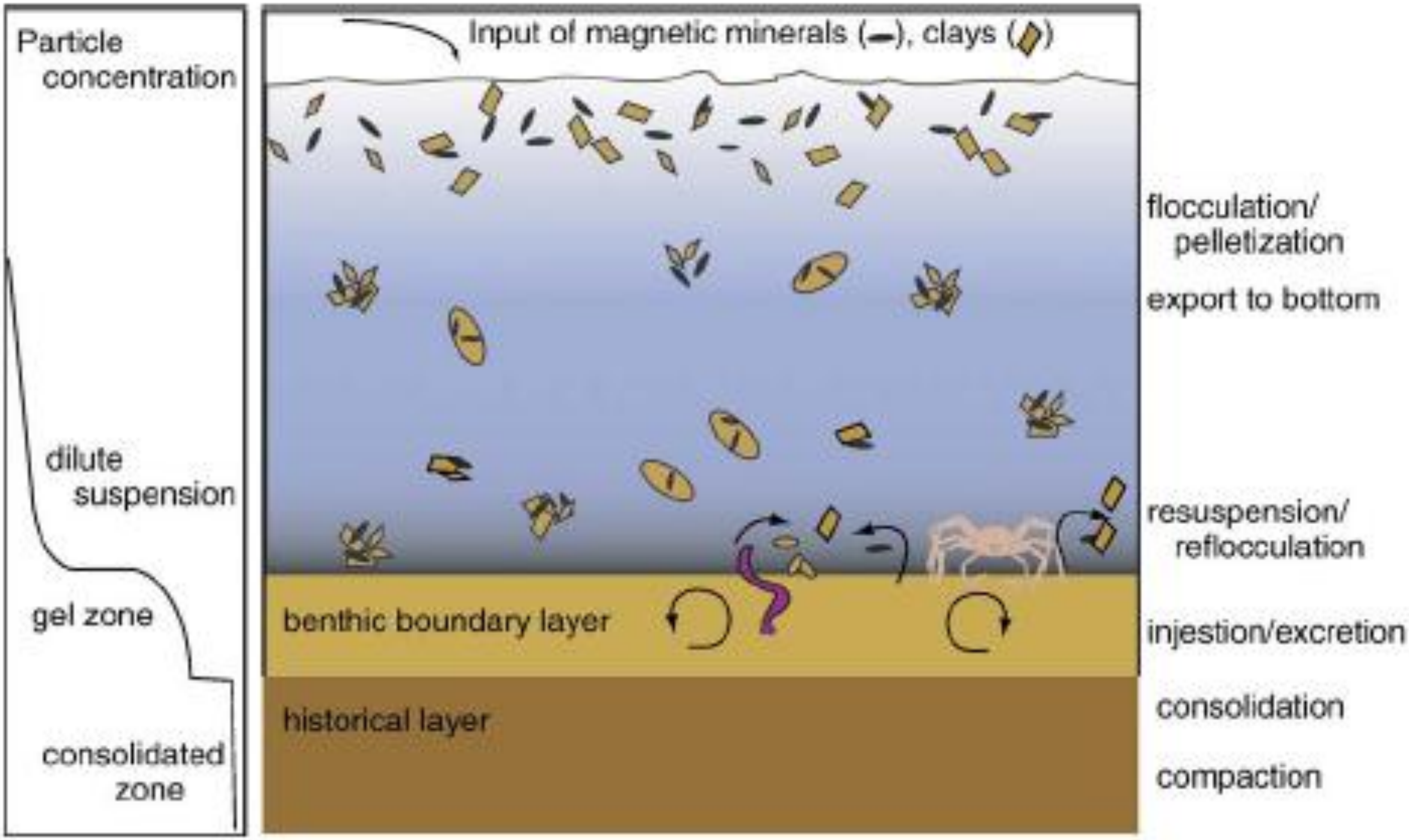


Термоостаточная намагниченность (TRM), возникающая при остывании вулканических тел, записывает мгновенное состояние вектора поля.

$$H_{др} = H_{лаб} \cdot (NRM/TRM)$$

Процесс образования TRM легко воспроизводится в лаборатории

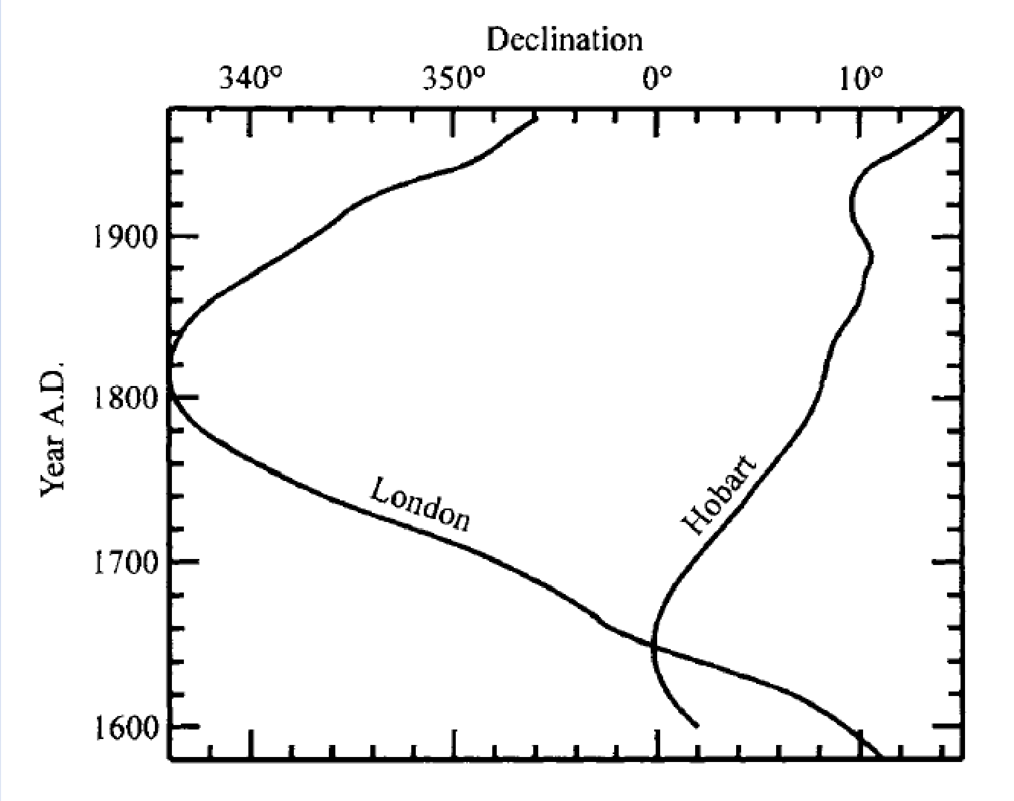
В осадках записывается усреднённое по времени поле. Понимание физики образования этой намагниченности - next to nothing (Shcherbakov, Sycheva, GGG, 2010)

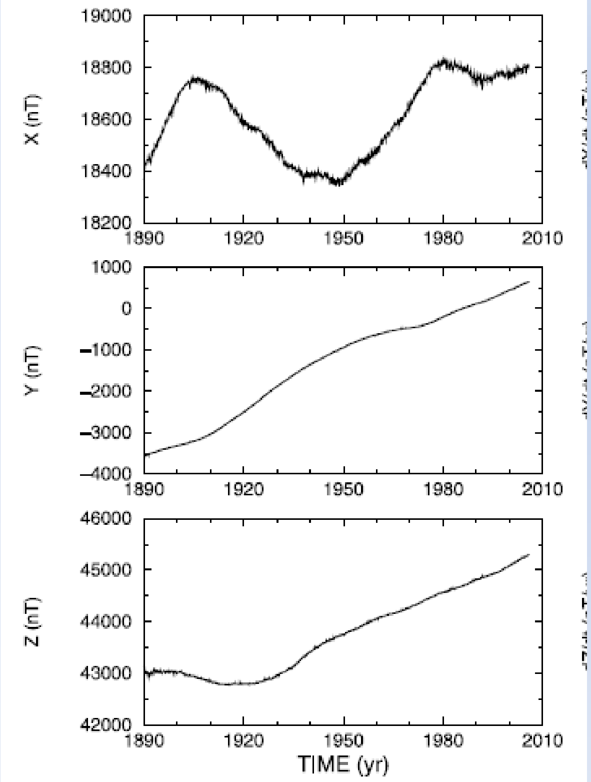


Палеовековые вариации

Инструментальные данные.
За 120 лет величина поля изменилась на 5 μT (10 % от полной величины)

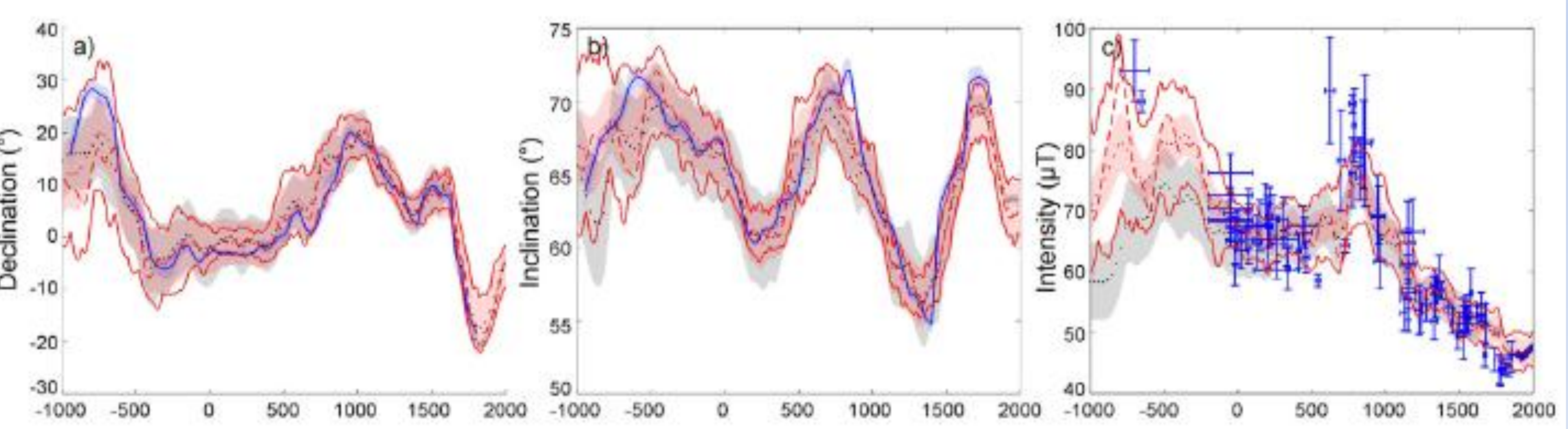
Niemek





Пример палеовековых вариаций по археомагнитным данным.

Париж, данные за последние 3000 лет



Блуждание полюса

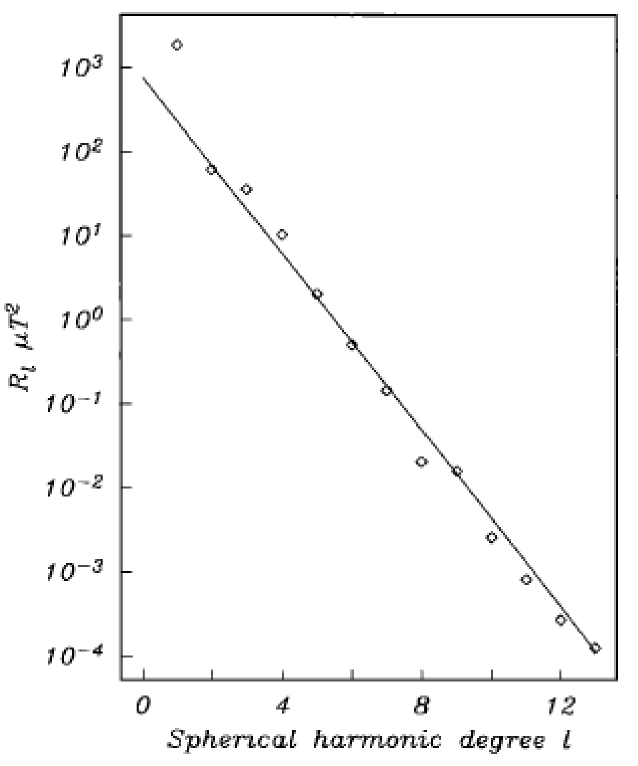
По большей части, блуждание полюса происходит вследствие изменения недипольных компонент. Дипольная часть поля (то есть коэффициенты g_1^0 , g_1^1 , h_1^1) изменились мало за это время

Как количественно описать пространственно-временные характеристики вековых вариаций в прошлом?

Расчёт: плотность энергии гармоники порядка *l* `на расстоянии *r* от центра Земли есть

$$R_l(r) = \left(\frac{a}{r}\right)^2 \left[\left(\frac{r}{a}\right)^2\right]^{-l} \left\{(l+1) \sum_{m=0,l} \left[(g_l^m)^2 + (h_l^m)^2\right]\right\}$$

Наблюдения



$$R_l(r) = 4 \cdot 10^3 (4.5)^{-l} (\mu T)^2$$

Наблюдения согласуются, с этими расчётами, но дают и важное ограничение на коэффициенты разложения

Теория **Эмпирика**

$$\left(\frac{a}{r}\right)^2\left[\left(\frac{r}{a}\right)^2\right]^{-l}(l+1)\sum_{m=0,l}\left[(g_l^m)^2+(h_l^m)^2\right]=4\cdot 10^3(4.5)^{-l}(\mu T)^2$$

На расстоянии $\frac{r}{a}\approx\frac{3}{\sqrt{2}}=0.47$ получаем

$$(l+1)\sum_{m=0,l}\left[(g_l^m)^2+(h_l^m)^2\right]=\left(\frac{c}{a}\right)^2 4\cdot 10^3(\mu T)^2$$

Спектр становится плоским (белый шум).
Радиус Земли 6378 км, то есть это расстояние r = 3000 км.
Радиус внешнего ядра 3500 км.
Спектр становится плоским несколько ниже границы ядро-мантия.

Если спектр на уровне ядро-мантия постоянен, то сумма

$$(l+1)\sum_{m=0,l}[(g_l^m)^2+(h_l^m)^2]$$

должна сохраняться при изменчивости её членов

В модели БГП положили, что сохраняется не сумма, а её мат. ожидание.

$$E\{R_l\} = E\left\{\sum_{m=0}^{l}(l+1)\,[(g_l^m)^2+(h_l^m)^2]\right\}$$

c/a =0.547

$$= (c/a)^{2l}\,\alpha^2, \qquad l \geq 2$$

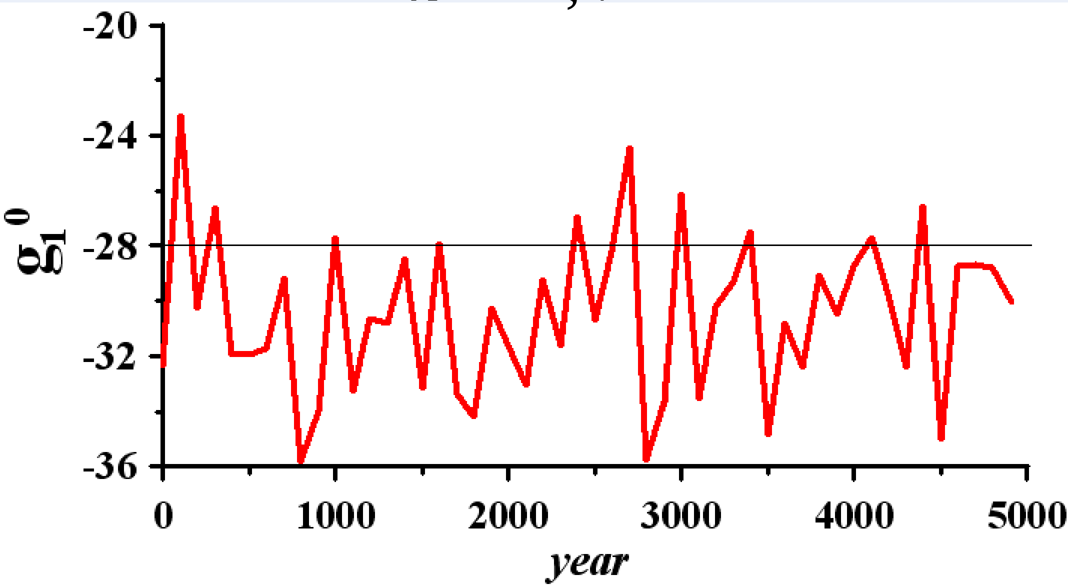
При этом коэффициенты g_m^l и h_m^l распределены по нормальному закону с дисперсией

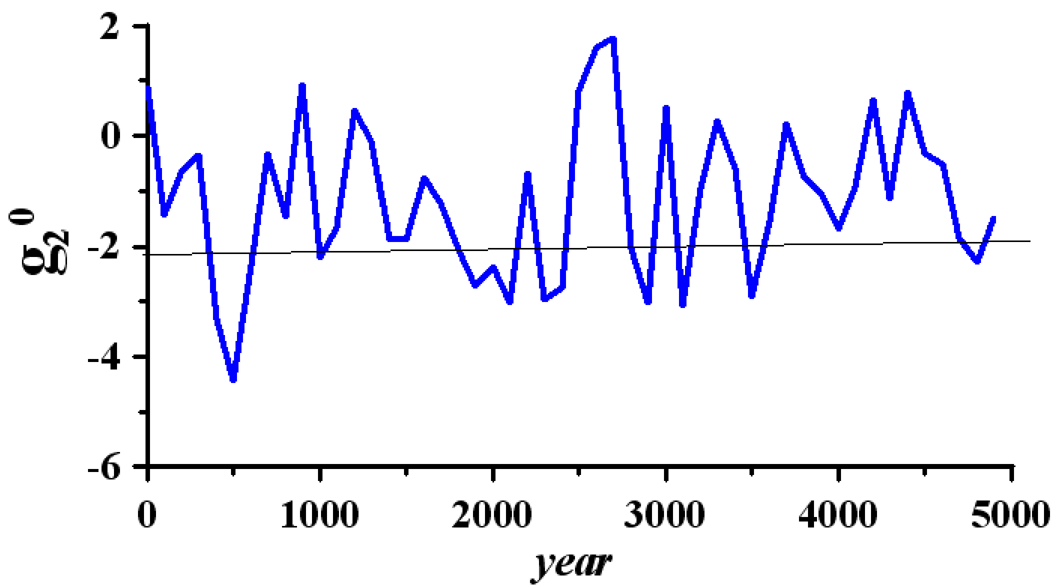
$$\sigma_l^2 = \frac{(c/a)^{2l}\alpha^2}{(l+1)(2l+1)}$$

Вековые вариации – это стационарный гауссовский процесс.

Изменения во времени случайной переменной g описываются с помощью автокорреляционной функции

$$g(t) = \sum_{n=-\infty,+\infty} K(t-n)\alpha_n$$





В модели БГП автокорреляционная функция берётся в виде

$K(t) = \exp[-(t/\lambda)^2/2]$

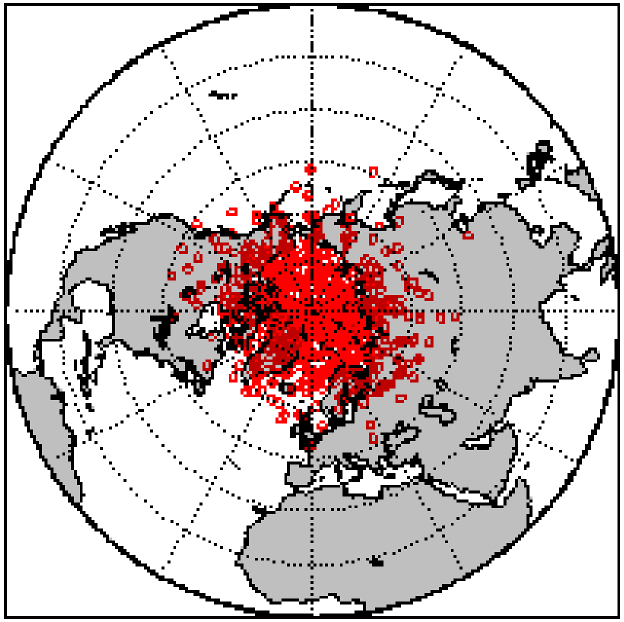
Проверка модели и получение оптимальных её параметров (дисперсий и времён корреляции) идёт через сравнение теоретической ф.р. положений виртуального геомагнитного полюса (VGP) с экспериментальной – VGP блуждает за счёт вековых вариаций

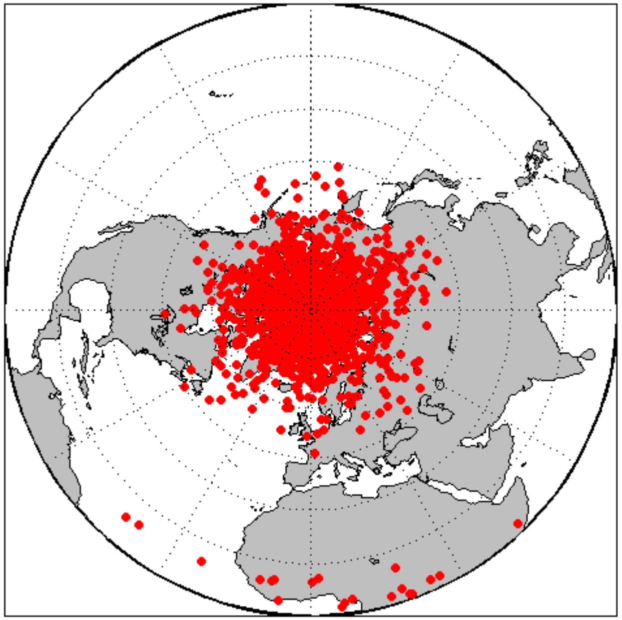
Расчёт по модели БГП 780 определений

σ_{VGP} = 19.°5

Лавы эпохи Брюнес 1678 определений

σ_{VGP} = 20.5°

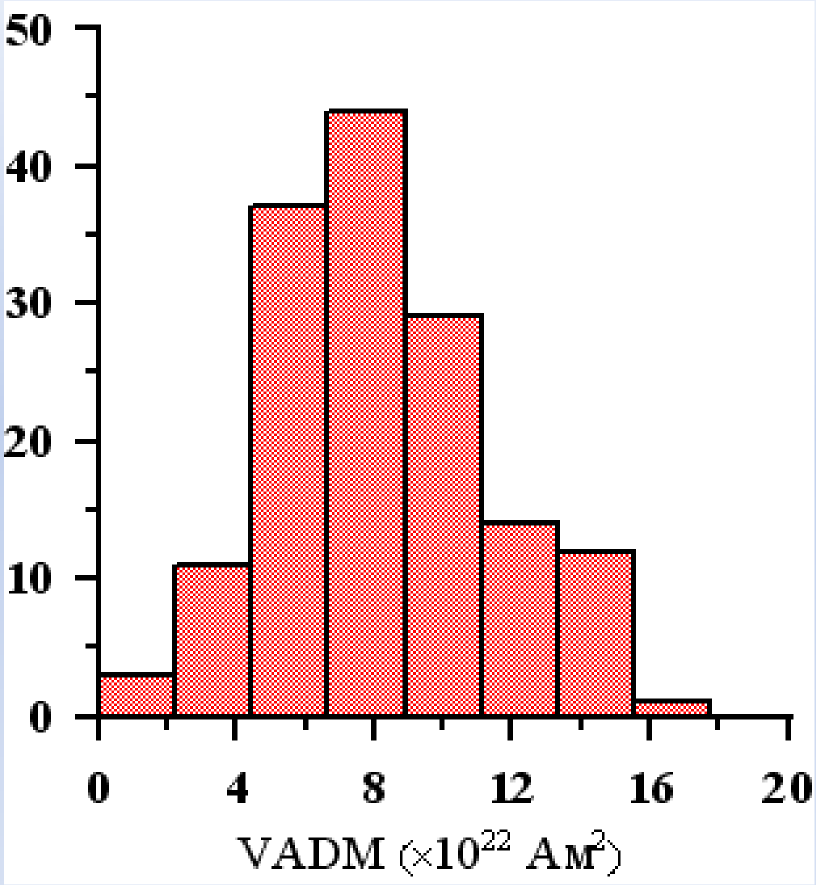


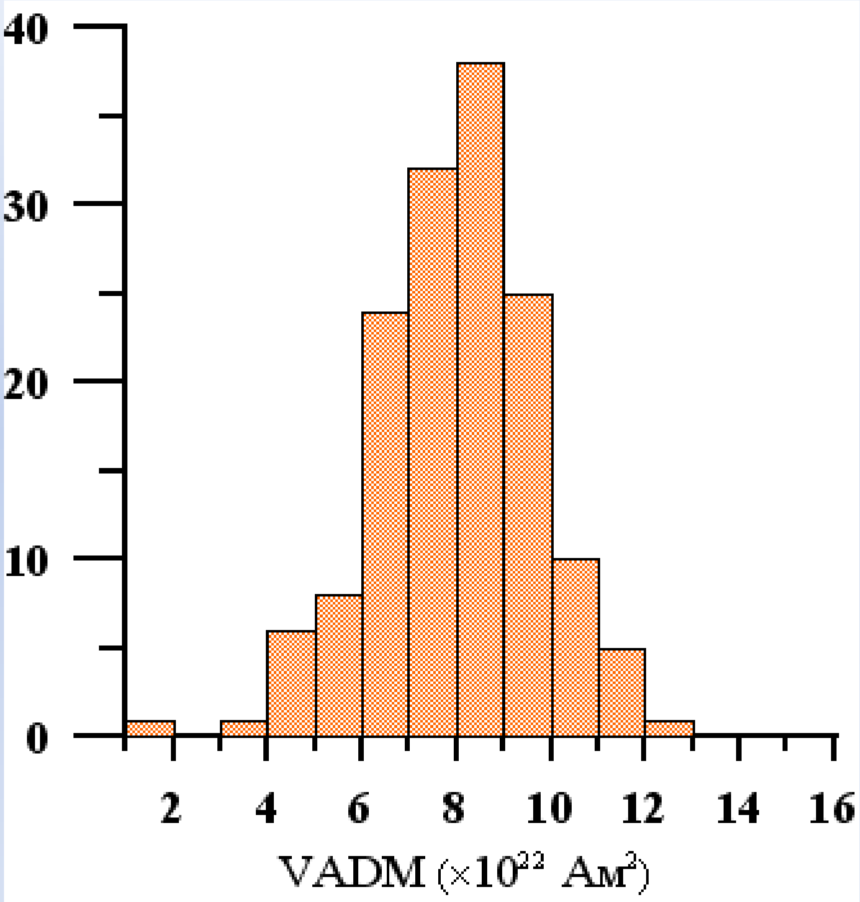


До последнего времени для тестирования модели БГП и установление свойств соответствующего случайного процесса использовались, главным образом, данные по угловым элементам геомагнитного поля. Очевидно, что включение в анализ также и вариаций напряжённости поля может дать дополнительную информацию о механизме генерации геодинамо, либо указать на несовершенство наших знаний о палеонапряжённости.

Величина дипольного магнитного момента Земли за последние 780 т. лет
Среднее VADM = 7.63
σ_{VADM} = 2.6 (10^{22} Am^2)

Величина дипольного магнитного момента по модели БГП .
Среднее **VADM = 8.07**
σ_{VADM} **= 1.68 (10^{22} Am^2)**

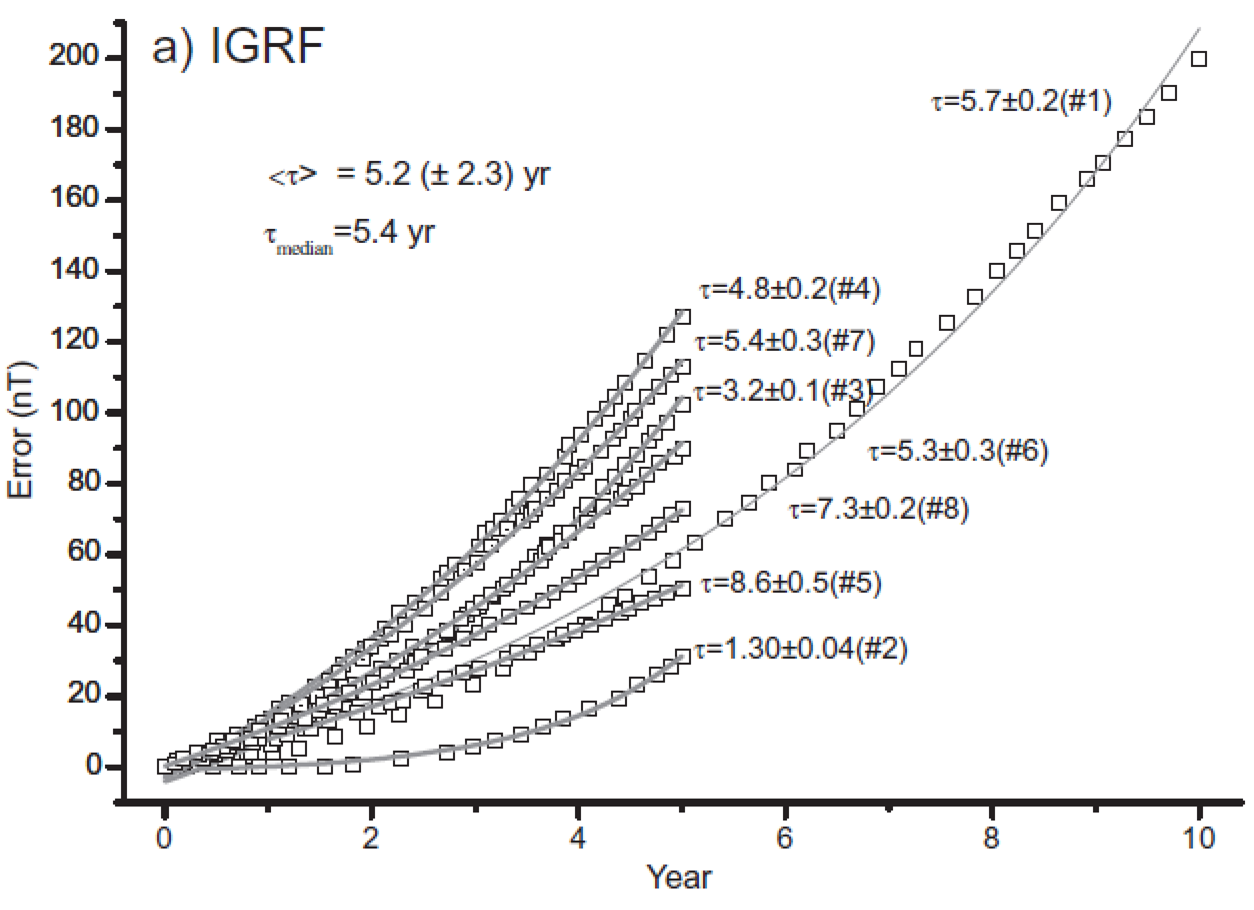




Пока что реализовался второй вариант, говорящий о том, что в наших данных существует неучтённая ошибка

Экспоненциальный рост ошибки предсказания величины поля (свойство эргодичности)

$$s(t) = \varepsilon_0 e^{t/\tau} - \varepsilon_0 = \varepsilon_0 (e^{t/\tau} - 1)$$



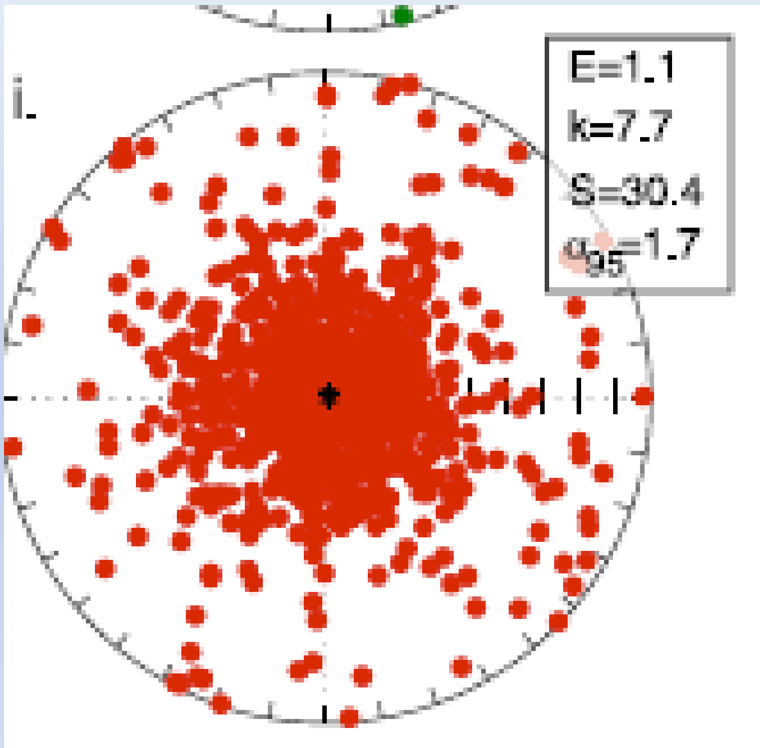
Выводы

Анализ распределения палеонаправлений в Брюнесе показал, что их палеовековые вариации хорошо описываются моделью Большого Гауссова Процесса (которая, конечно, требует уточнения) .

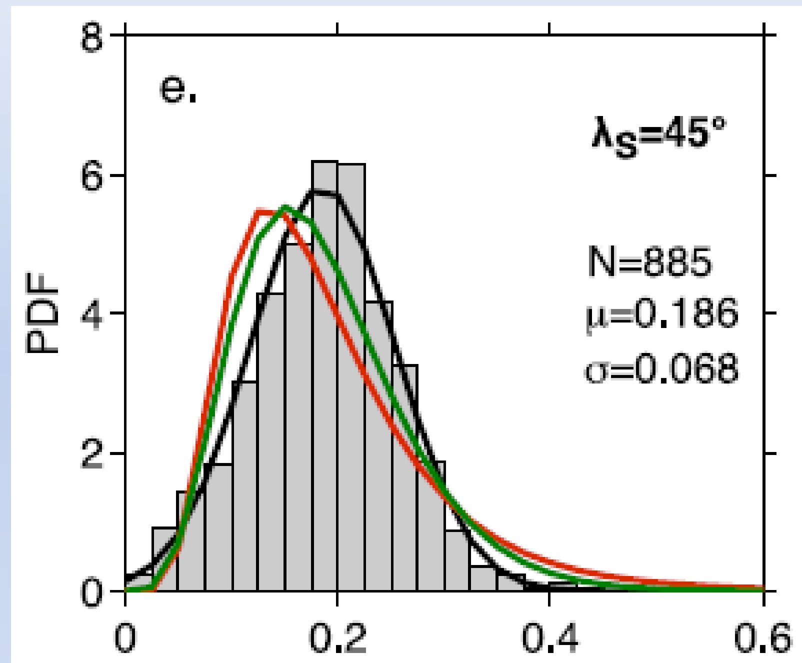
Предсказание величины и направления вектора магнитного поля Земли во времени (в частности, положения полюса) может быть только краткосрочным в силу эргодичности его поведения.

Анализ данных по палеонапряжённости в Брюнесе по модели Большого Гауссова Процесса указывает на наличие в них неучтённой ошибки определения порядка 20-30 %.

Расчёты по геодинамо дают σ_{VGP} = 25-30 °, что больше эмпирической σ_{VGP} = 18-20 °



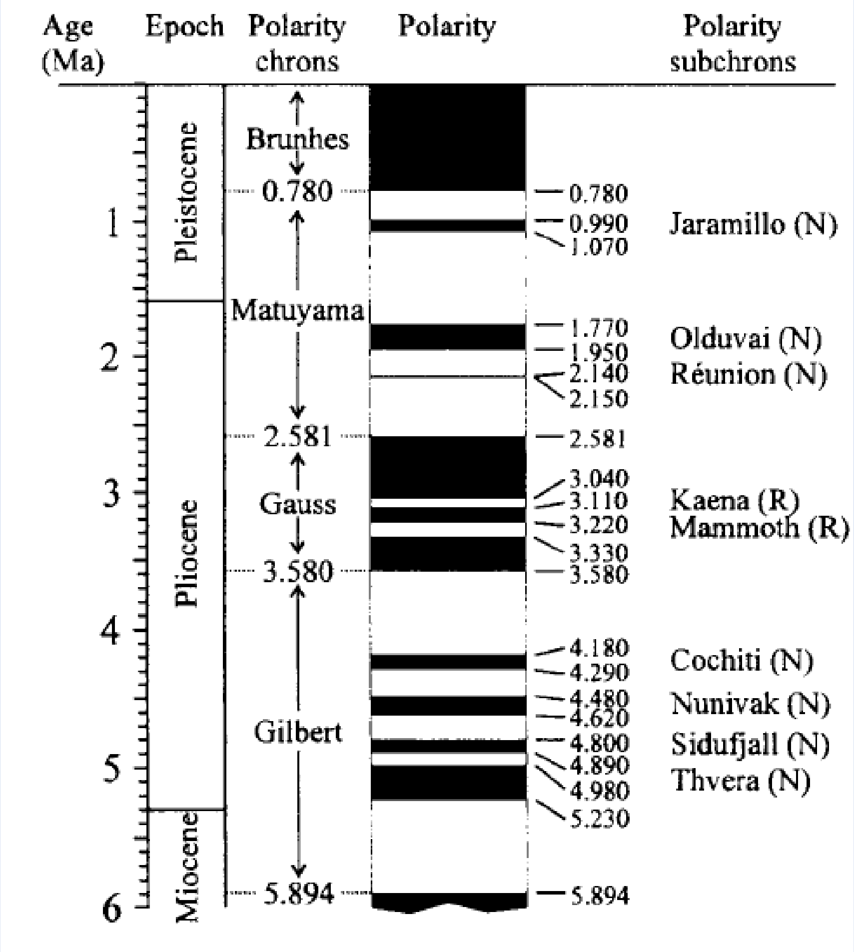
То же самое и для напряжённости: эмпирическая дисперсия меньше теоретической

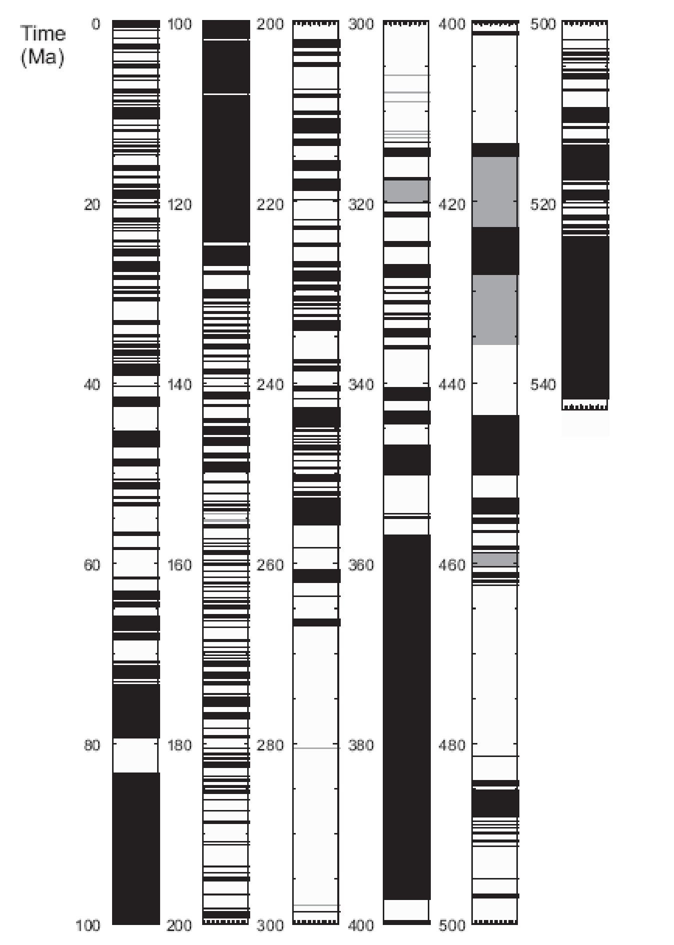


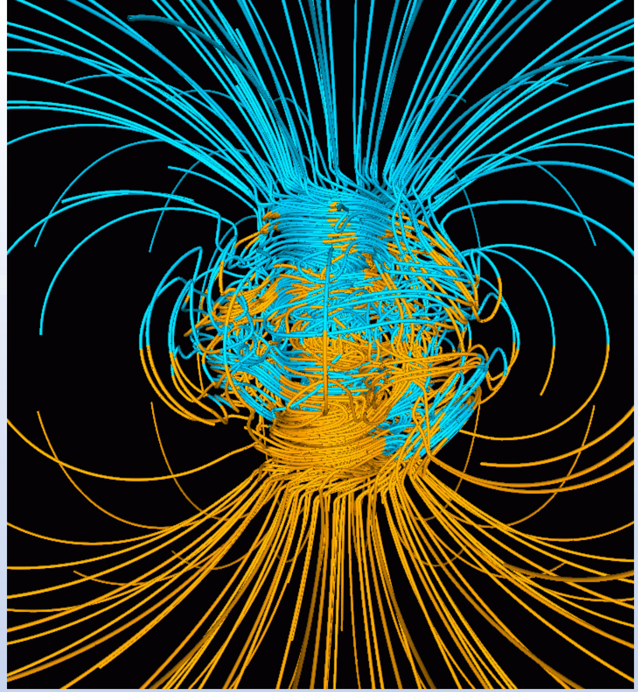
Это странно – обычно бывает наоборот

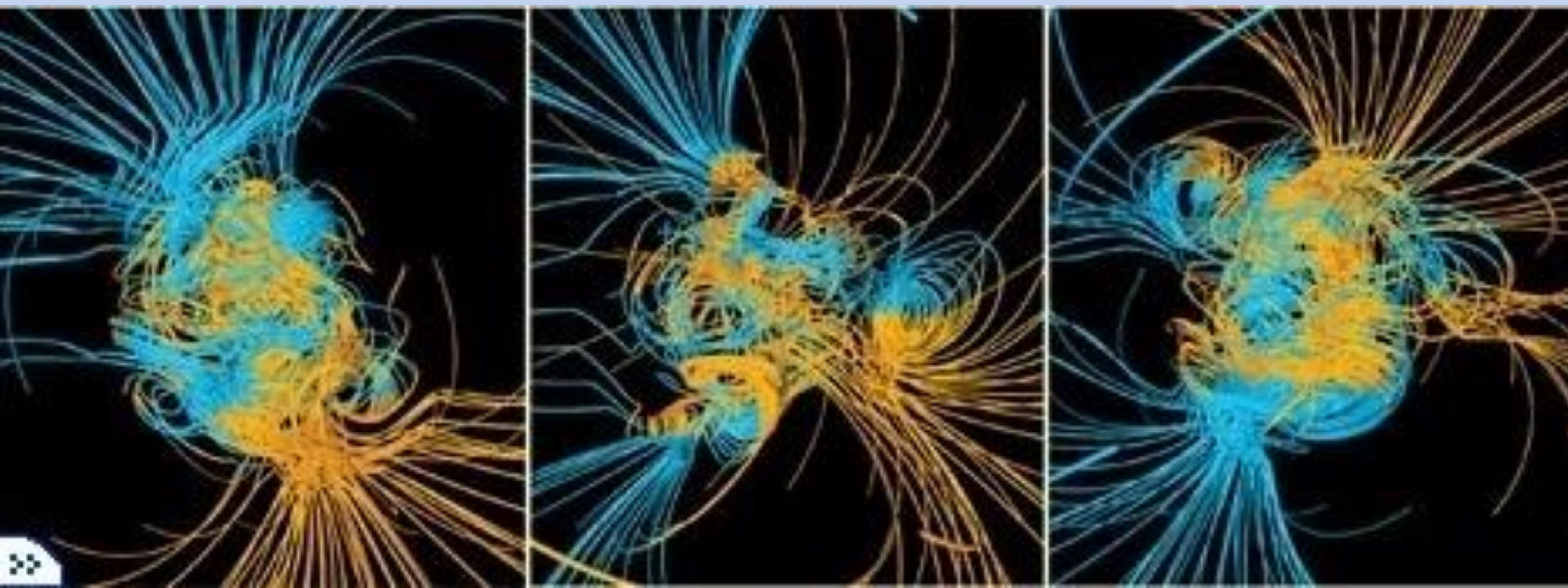
Дальнейшие исследования – характер вековых вариаций на временах древнее 1 млн. лет

Шкала геомагнитной полярности
Gradstein et al., 2008
Наступление инверсий - случайный процесс
Среднее время между инверсиями ≈ 200 тыс. лет



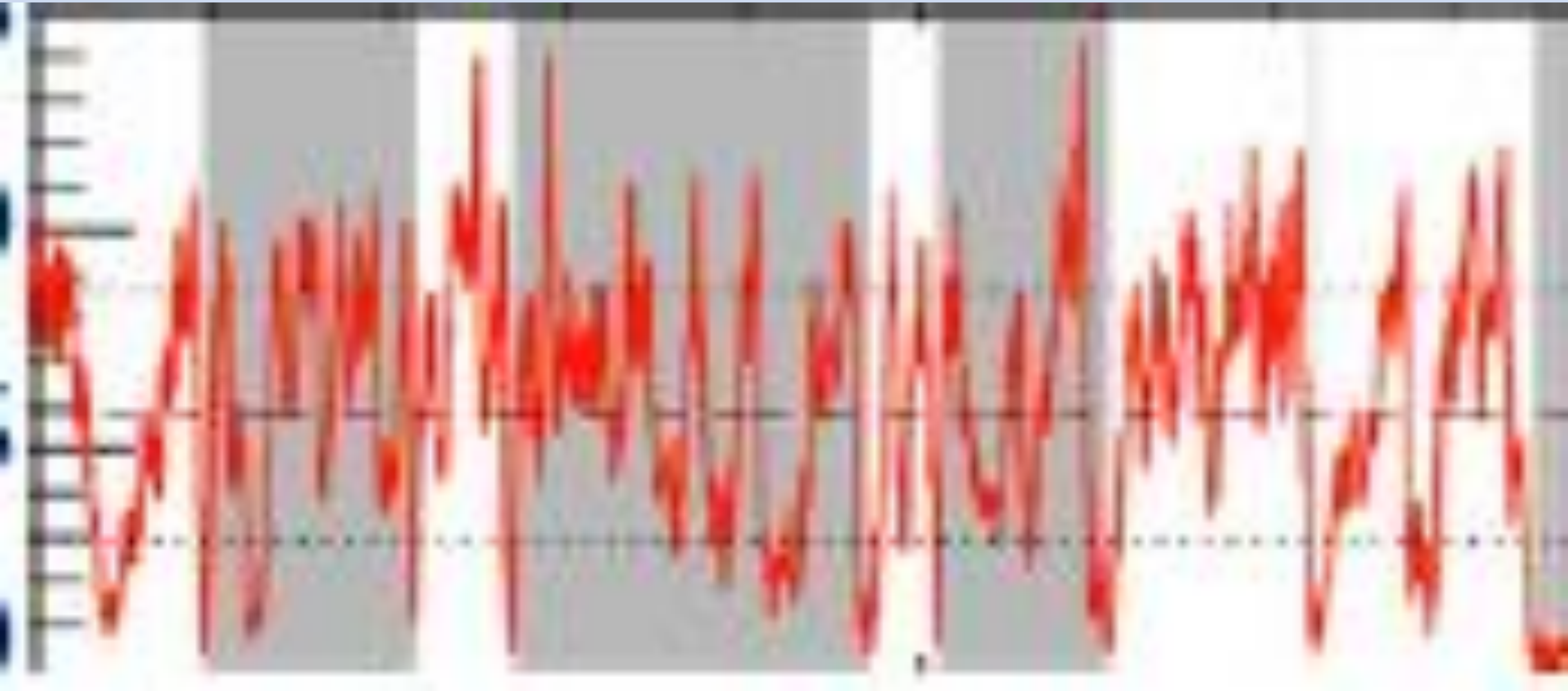






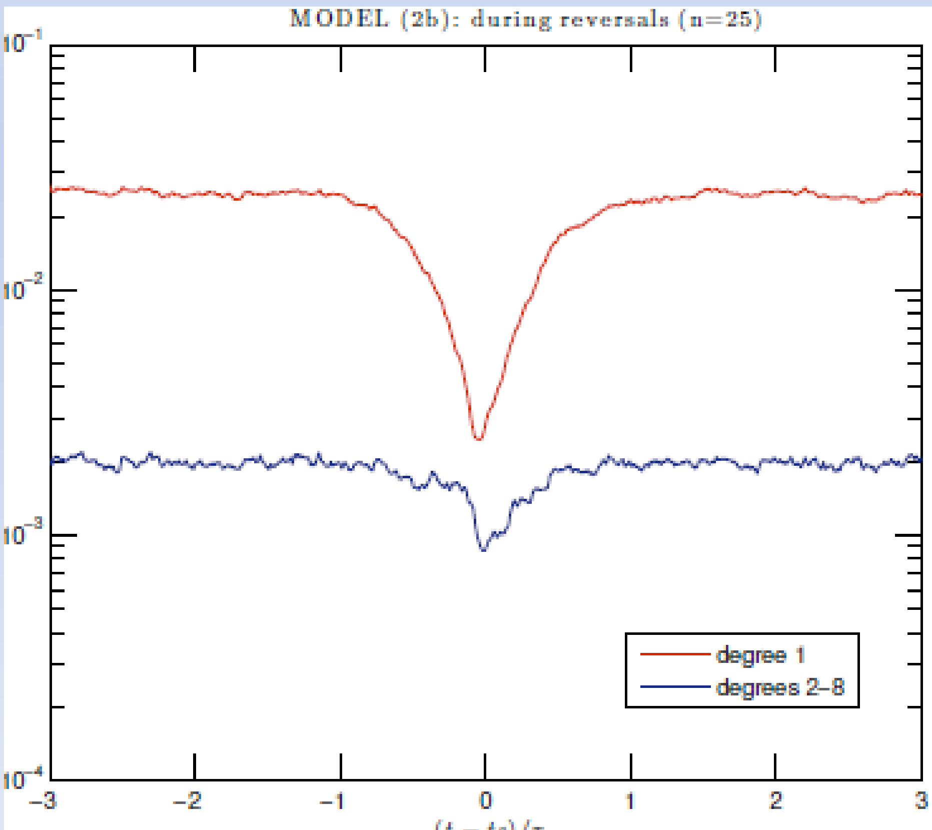
Инверсии происходят, когда интенсивность дипольного поля падает в несколько раз, до интенсивности недипольного поля.

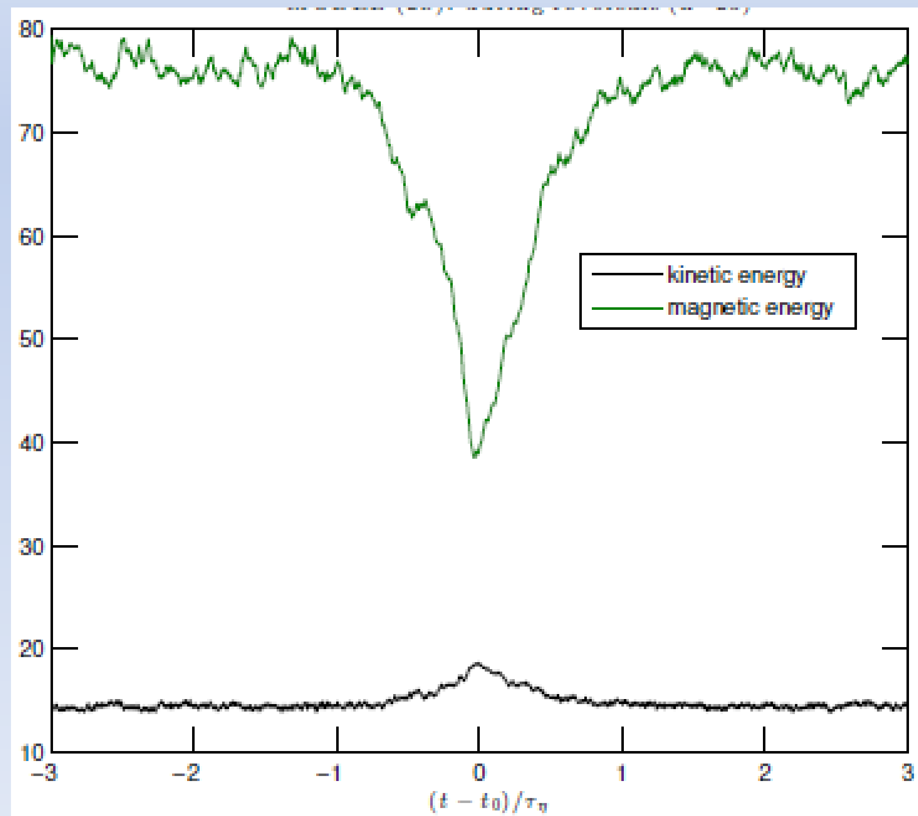
Olson et al., 2013



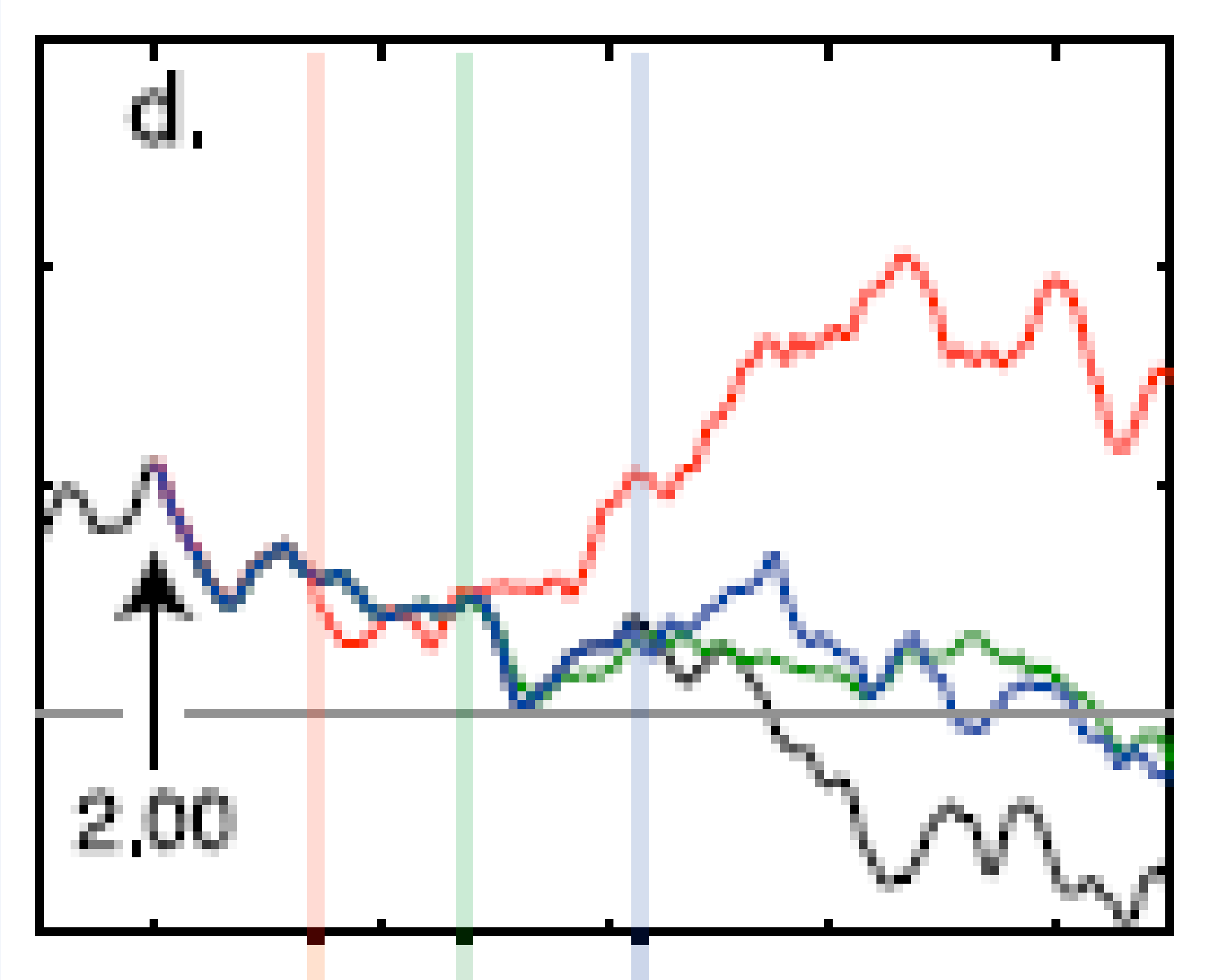
Во время инверсии резко падает магнитная энергия и несколько повышается кинетическая, но затем всё быстро восстанавливается с обратной полярностью. Полное время инверсии ~ 10000 лет

Lluilier et al., 2013





Чувствительность временной траектории параметров геодинамо к начальным условиям (следствие эргодичности)



Cox, 1968 предположил, что наступление инверсии - пуассоновский процесс и длина интервалов постоянной полярности определяется

$P(t) \propto \exp(-t/T)$

Это более-менее так для интервалов < 500 тысяч лет

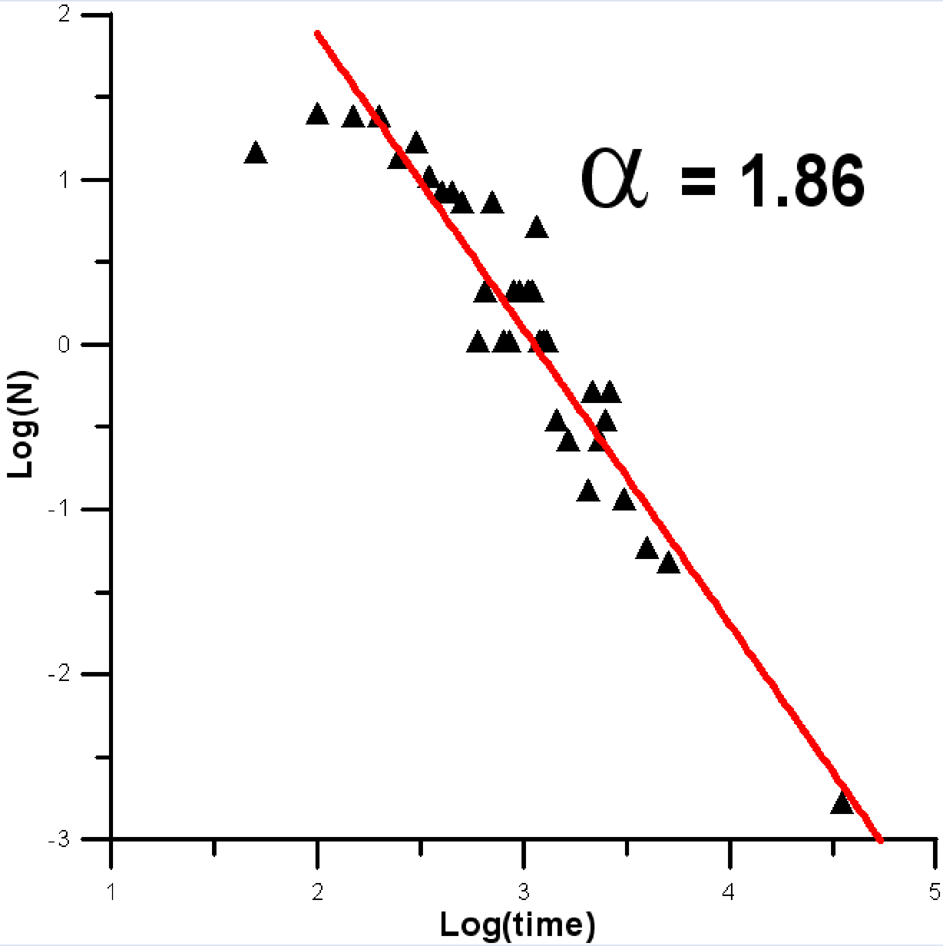
Но виден также и «хвост» длинных интервалов.

Меловой суперхрон -> 35 Ма

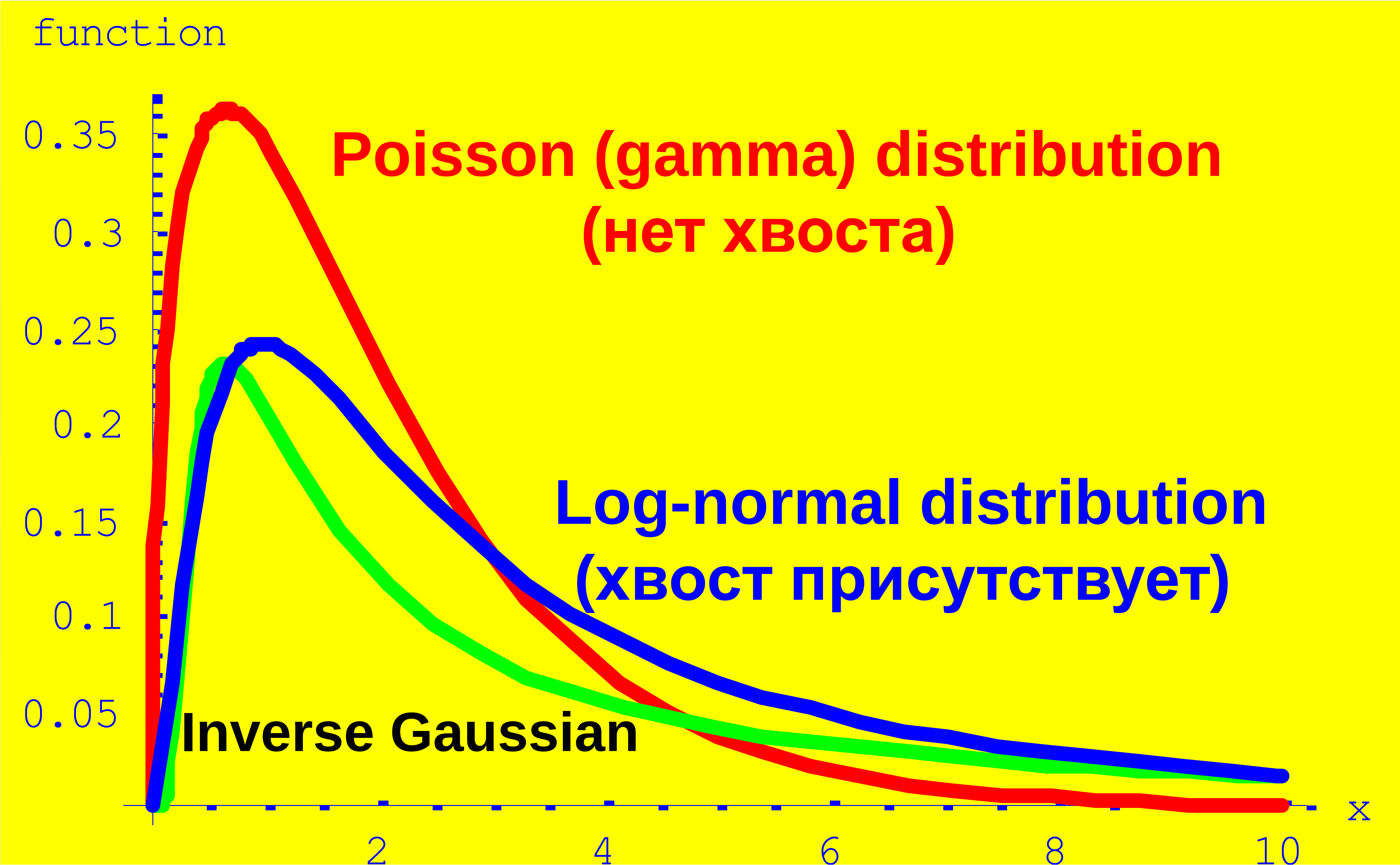
Другой режим работы геодинамо во время длинных интервалов и суперхрона?

Тяжёлый степенной хвост

$$P(t) \propto t^{-\alpha}$$



Возможные ф.р., имеющие «хвост»



Моделирование абсолютно честной игры (50 на 50) с постоянными ставками

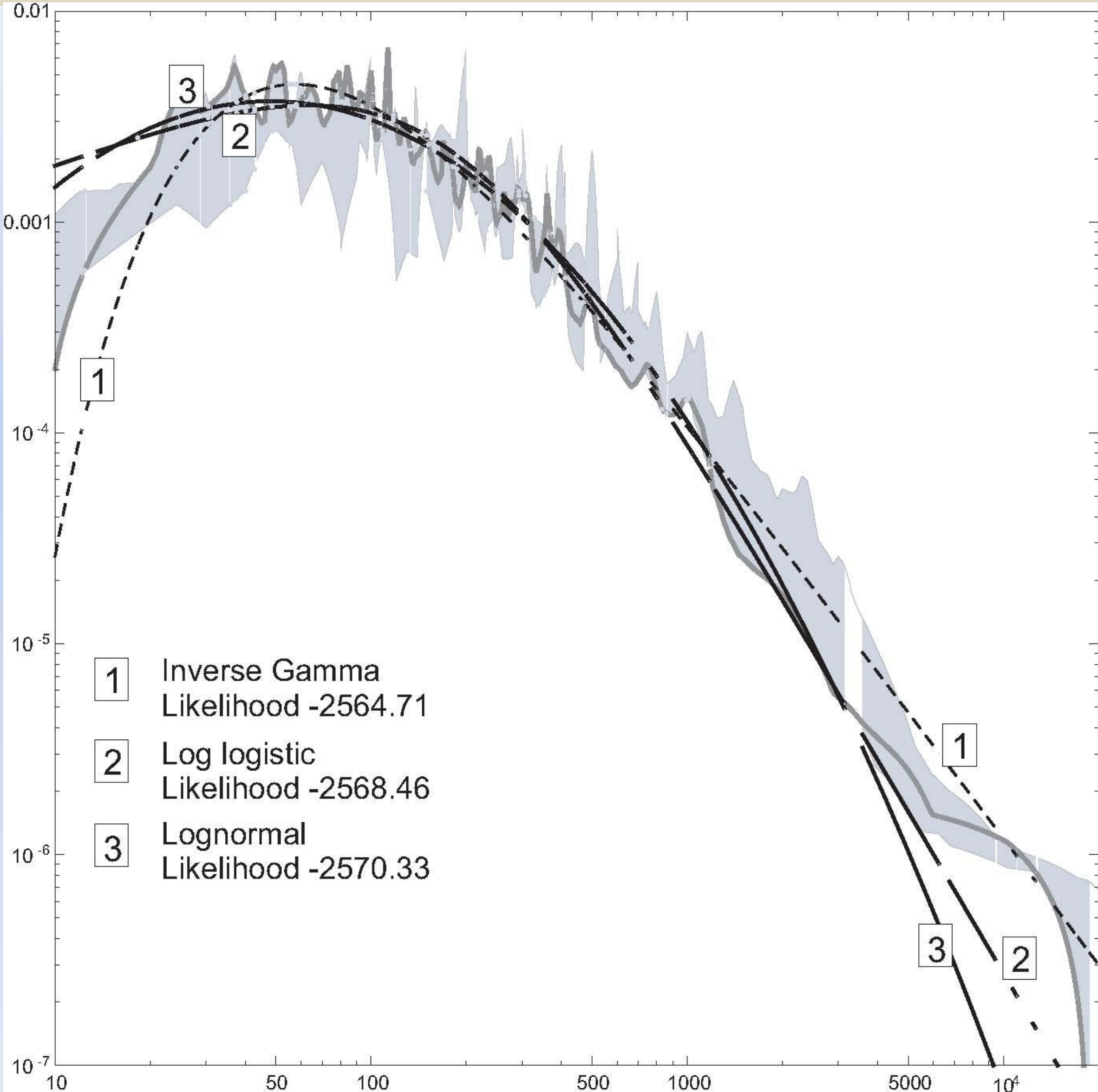
12 ставок **80 ставок** **45000 ставок**

The geodynamo as a random walker. A view on reversal statistics.
Valeriy Shcherbakov and Karl Fabian JGR, 2012

1- Log Logistic
2- обратное гамма-распределение
3 - Lognormal

Наилучшее приближение даёт обратное гамма распределение (обобщение обратного гауссиана)

$$f_3(\beta,\tau,t) = \frac{1}{\Gamma(\beta)t}\left(\frac{\tau}{t}\right)^{\beta}\exp\left(-\frac{\tau}{t}\right)$$

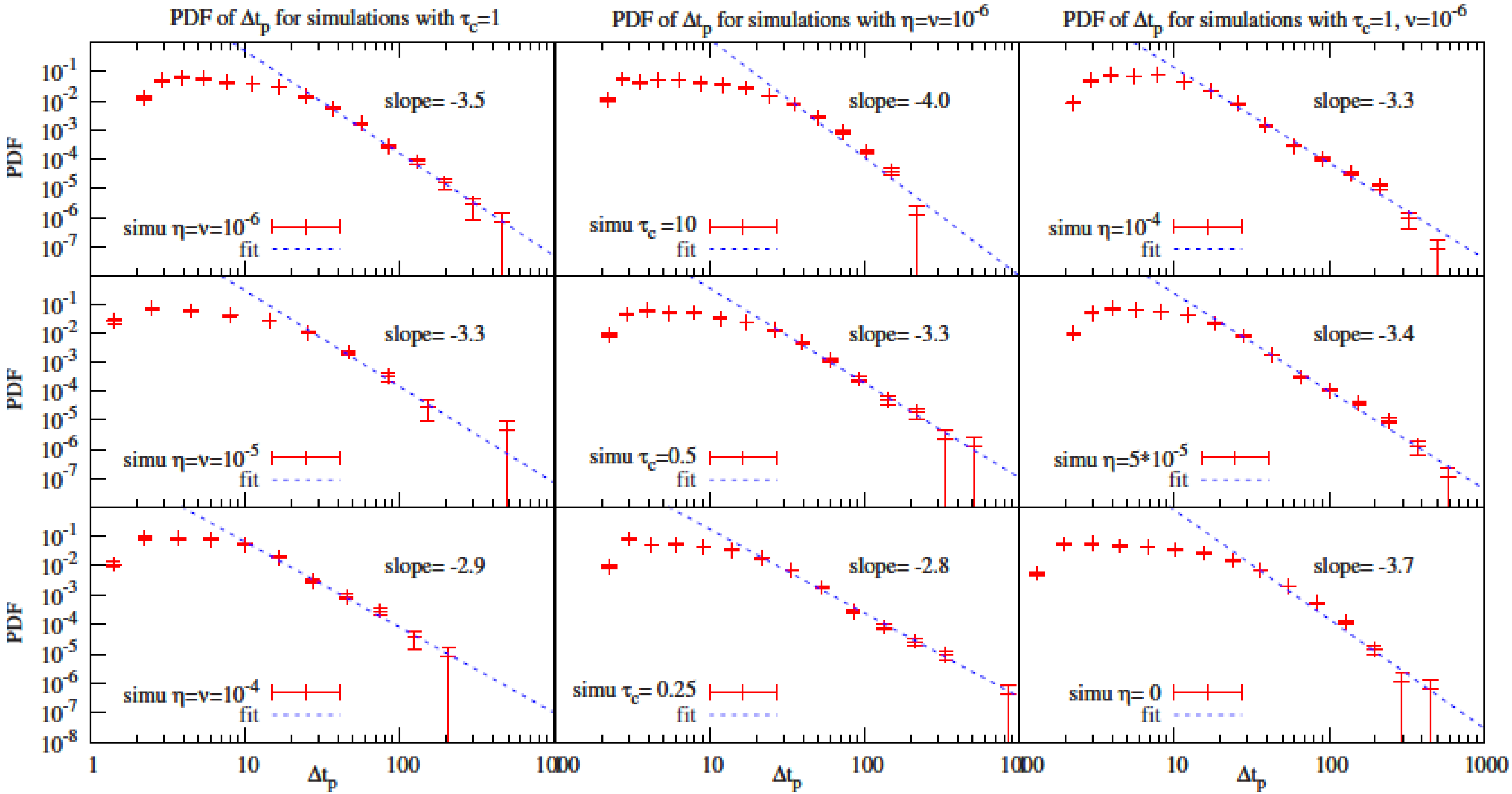


Тяжёлый степенной хвост длины интервалов постоянной полярности появляется и в численных расчётах геодинамо

PHYSICAL REVIEW E **82**, 016313 (2010)

Magnetic reversals in a modified shell model for magnetohydrodynamics turbulence

Giuseppina Nigro* and Vincenzo Carbone†



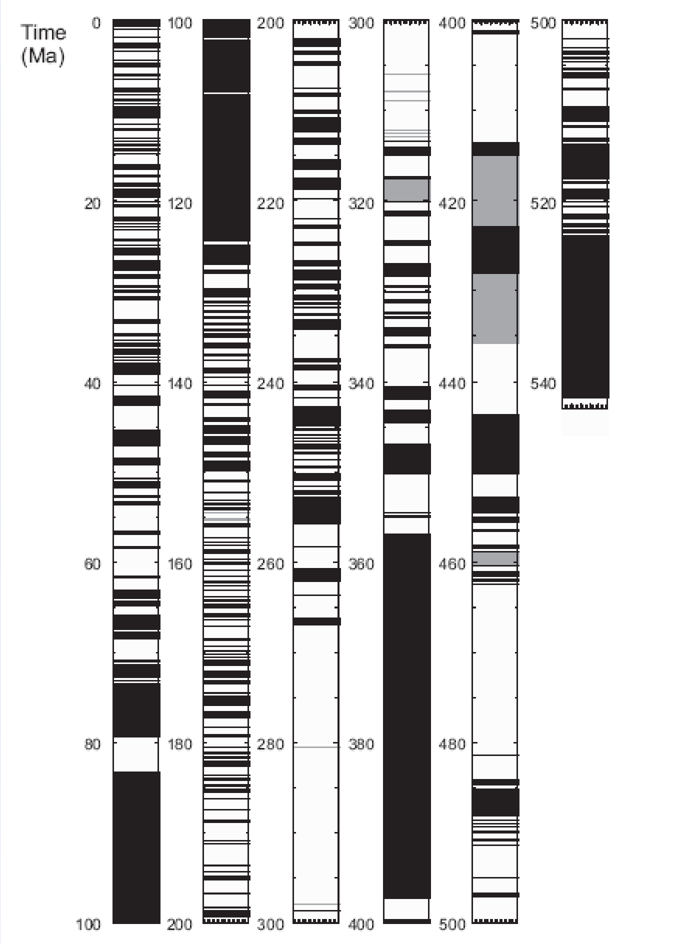
Вывод.

**Как короткие хроны,
так и очень длинные (суперхроны)
могут быть описаны единой статистикой.
Иными словами, с точки зрения статистики
для объяснения появления суперхронов
не требуется привлекать предположения
об ином режиме работы геодинамо во
время суперхрона, как это делалось в ряде
работ.**

Проблемы

Шкала полярности более-менее надёжна до 160 млн. , где имеются линейные океанические аномалий.
На более древней части шкалы имеются многочисленные пропуски и вопросы.

Для докембрия существуют только отрывочные данные

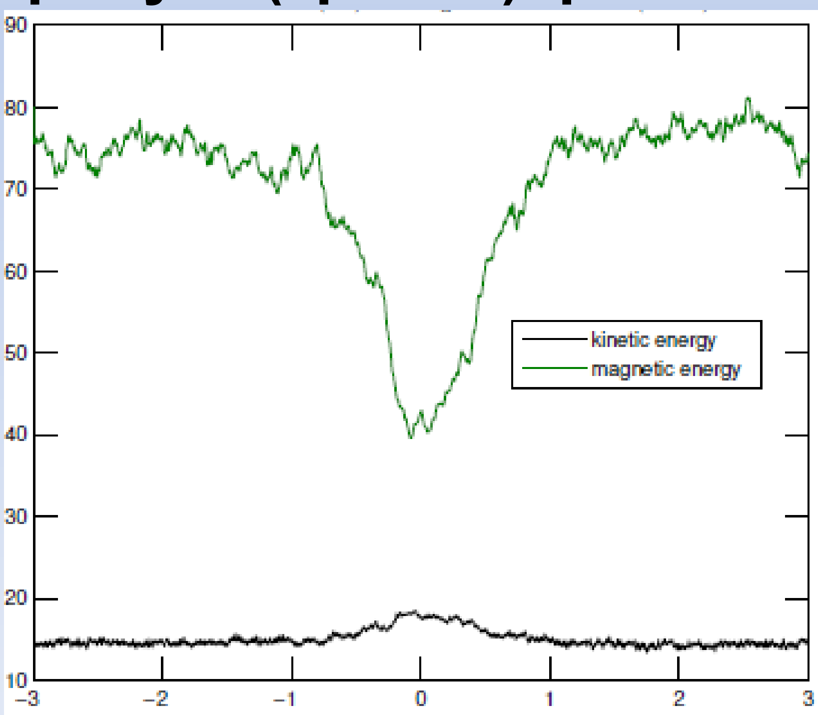


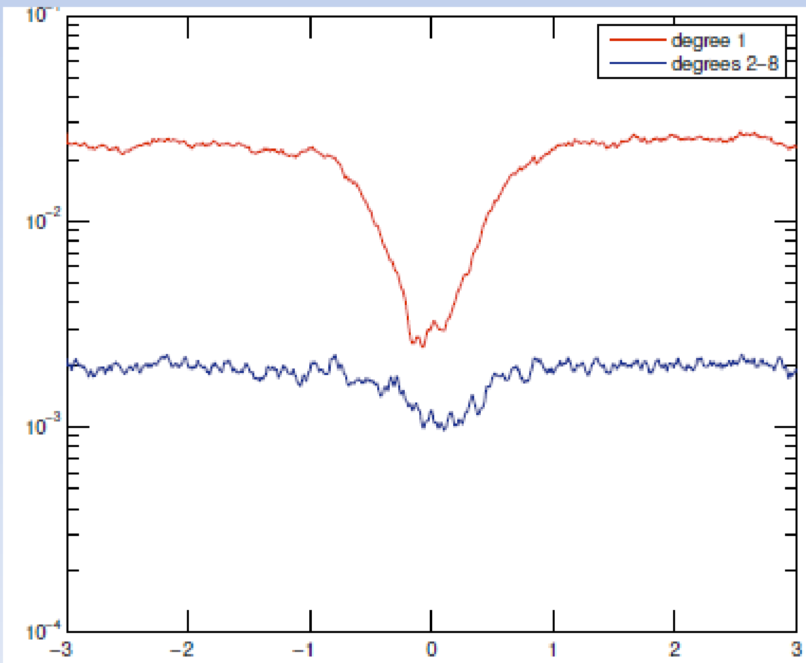
Проблемы

Дискуссионным вопросом является существование криптохронов -очень коротких периодов постоянной полярности (до 30-40 тысяч лет) . Теоретические расчёты указывают на распространённость таких событий.

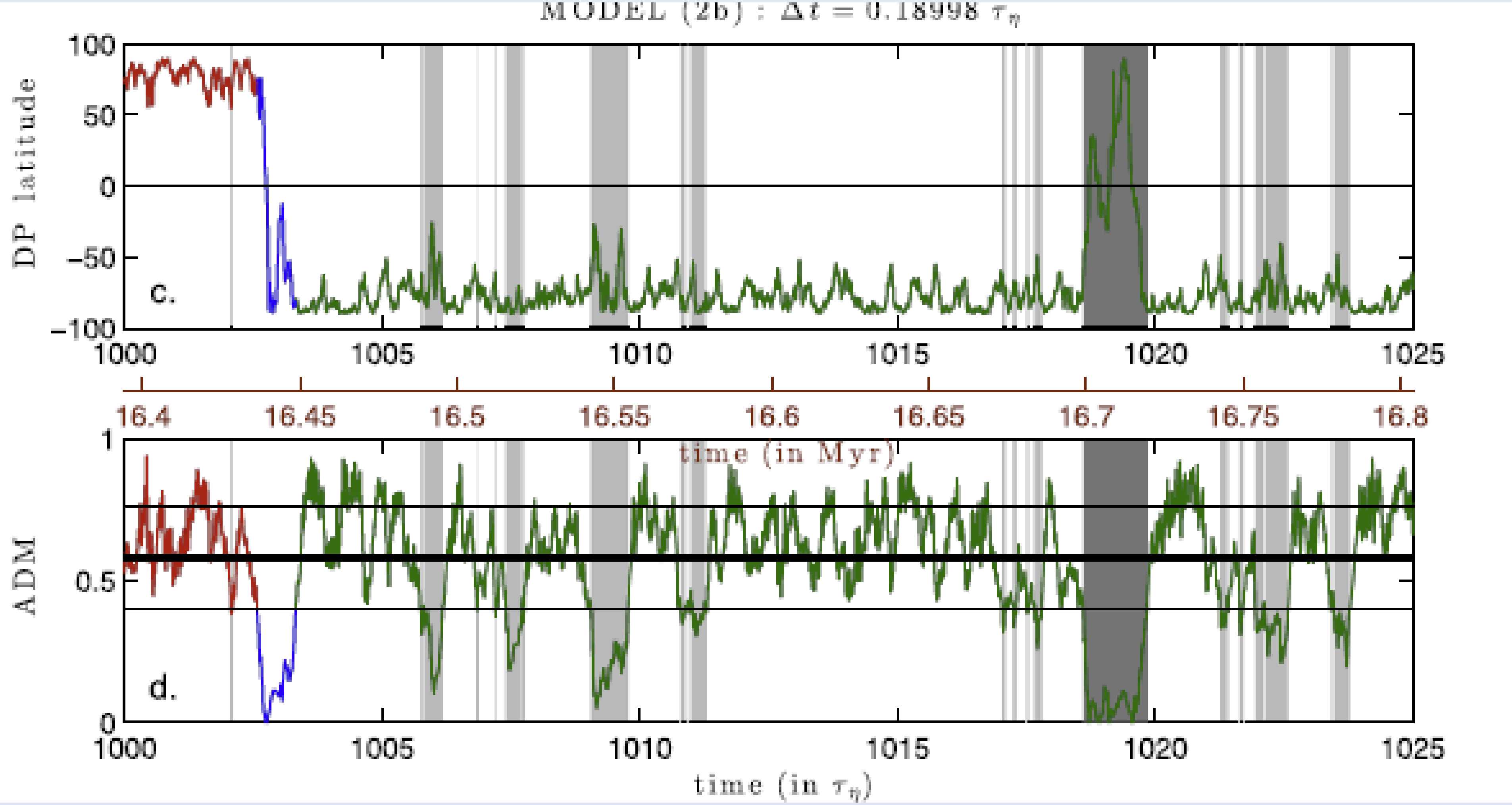
Поле остаётся пониженным в течение всего криптохрона

Неясно, как на статистике инверсий скажется вероятный пропуск (крипто)хронов в реальных записях



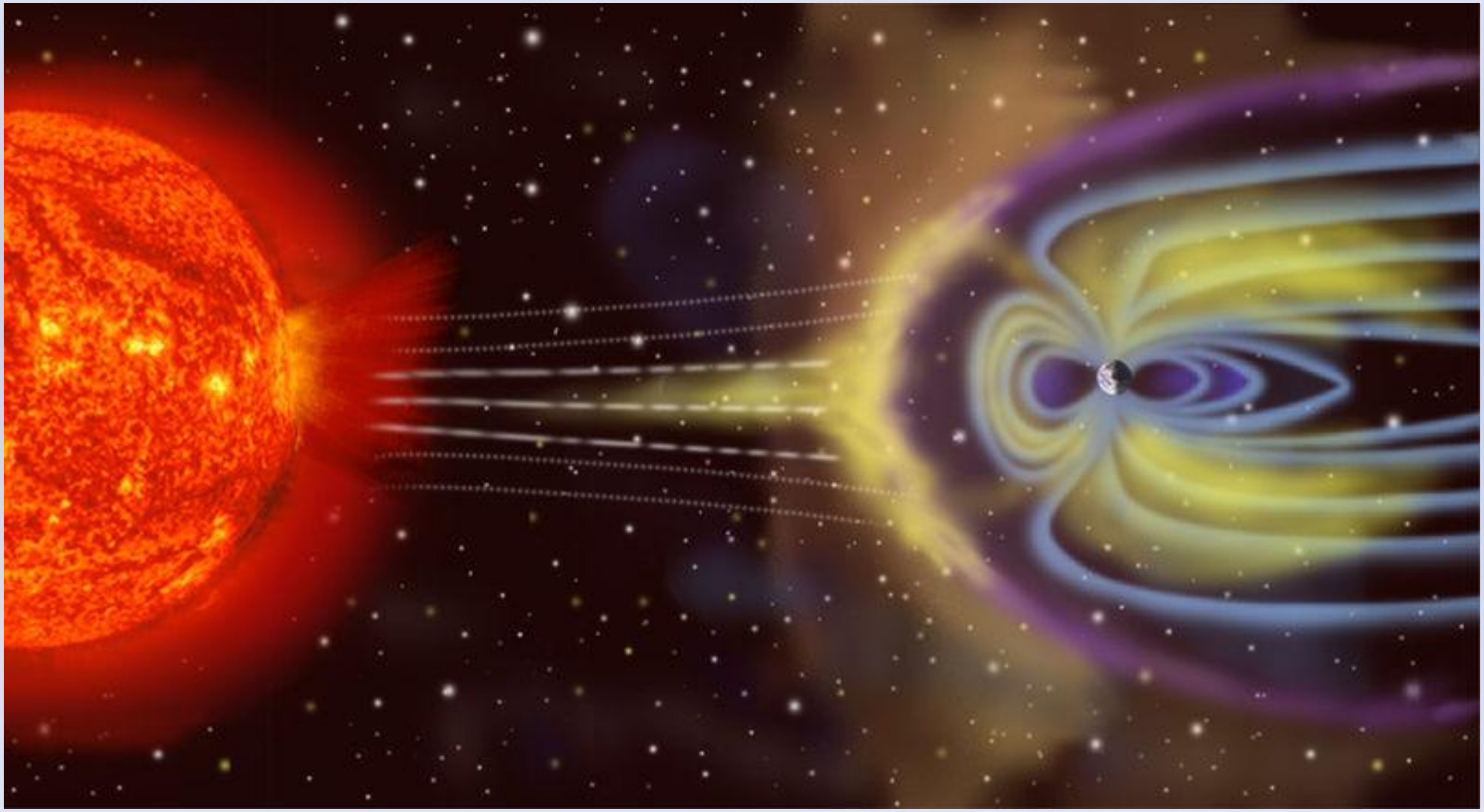


Lluilier et al., 2013

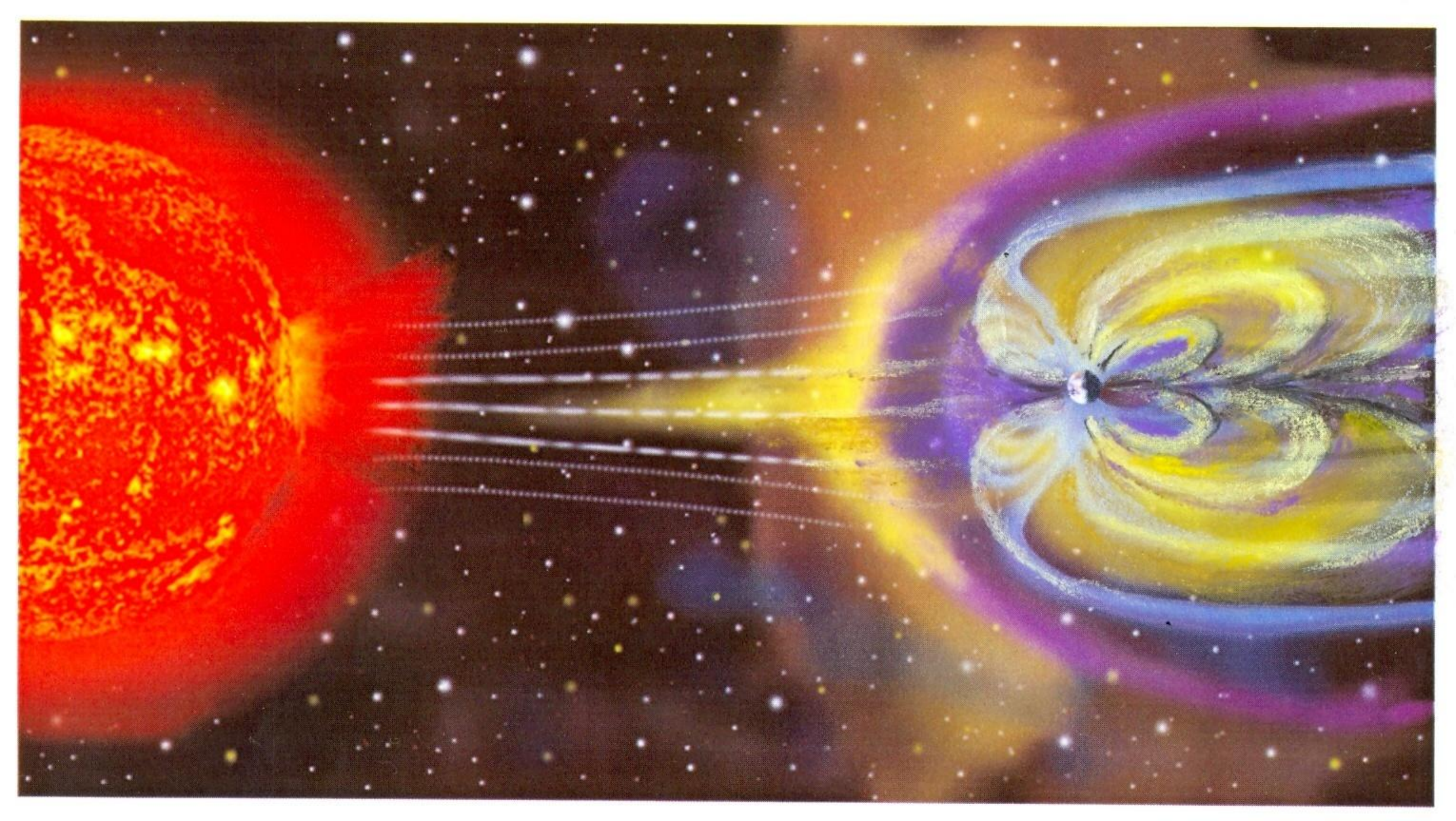


Когда грядёт следующая инверсия?

Магнитосфера в период стабильной полярности является эффективным щитом от радиации (солнечного ветра)



Но во время инверсии полюс смотрит на Солнце и через касп может хлынуть мощный поток энергичных заряженных частиц



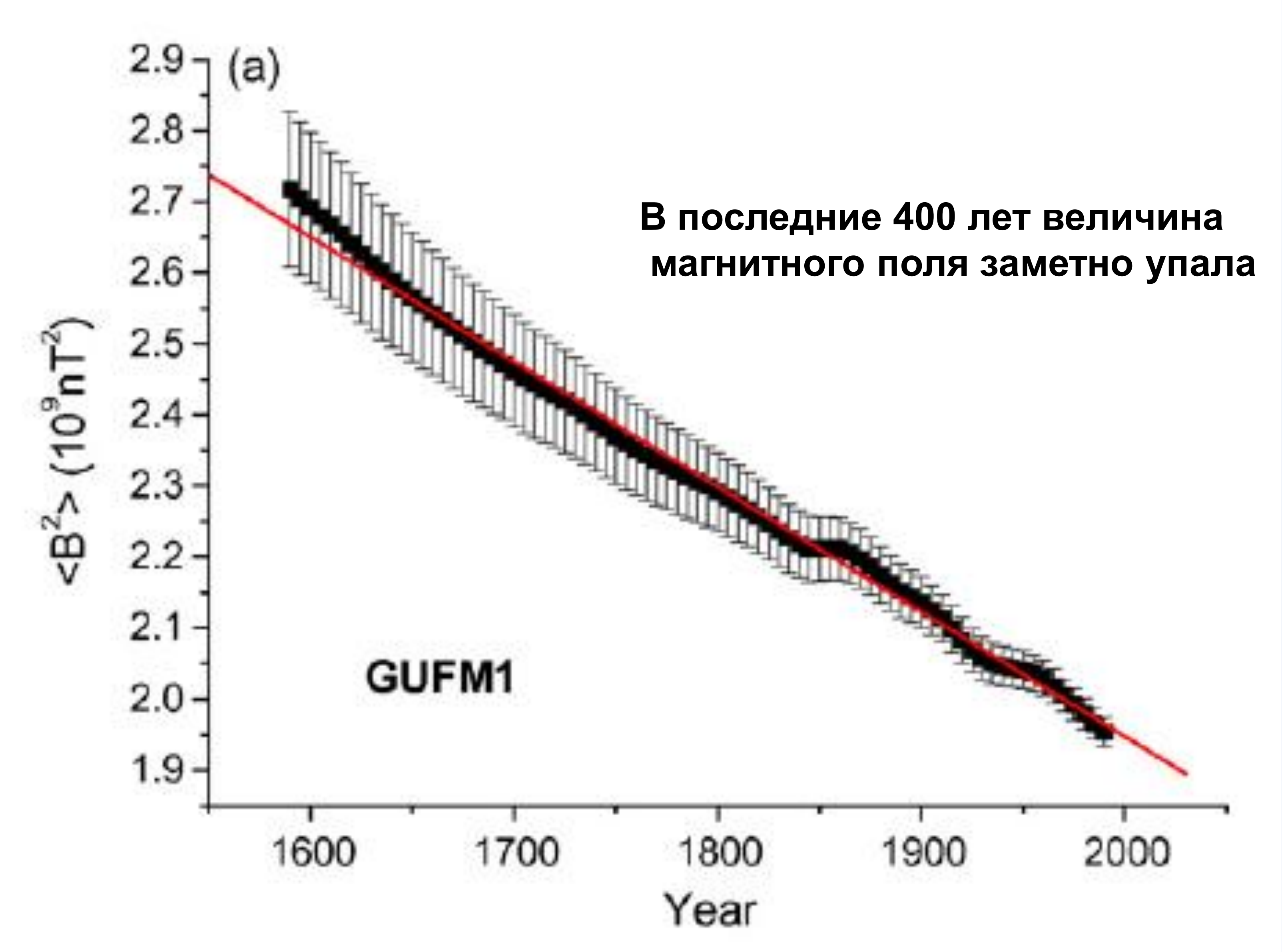
Старченко, Щербаков, 1991, Glassmaier

В современной магнитосфере отношение плотности кинетической энергии солнечной плазмы, закачанной в радиационные пояса, к плотности энергии геомагнитного поля ~10^{-3} (во время очень сильных бурь ~10^{-2}).

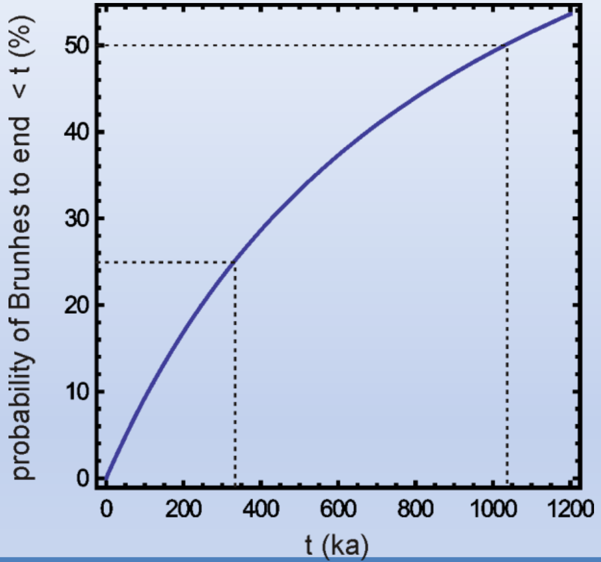
Если же полюса попадают в экваториальную область, то это отношение может резко возрасти и, как следствие, могут возникать сильнейшие магнитные бури.

Какова вероятность наступления следующей инверсии?

Эпоха Брюнеса постоянной полярности длится уже 780 тысяч лет, что в 4 раза превышает среднюю продолжительность жизни таких интервалов.



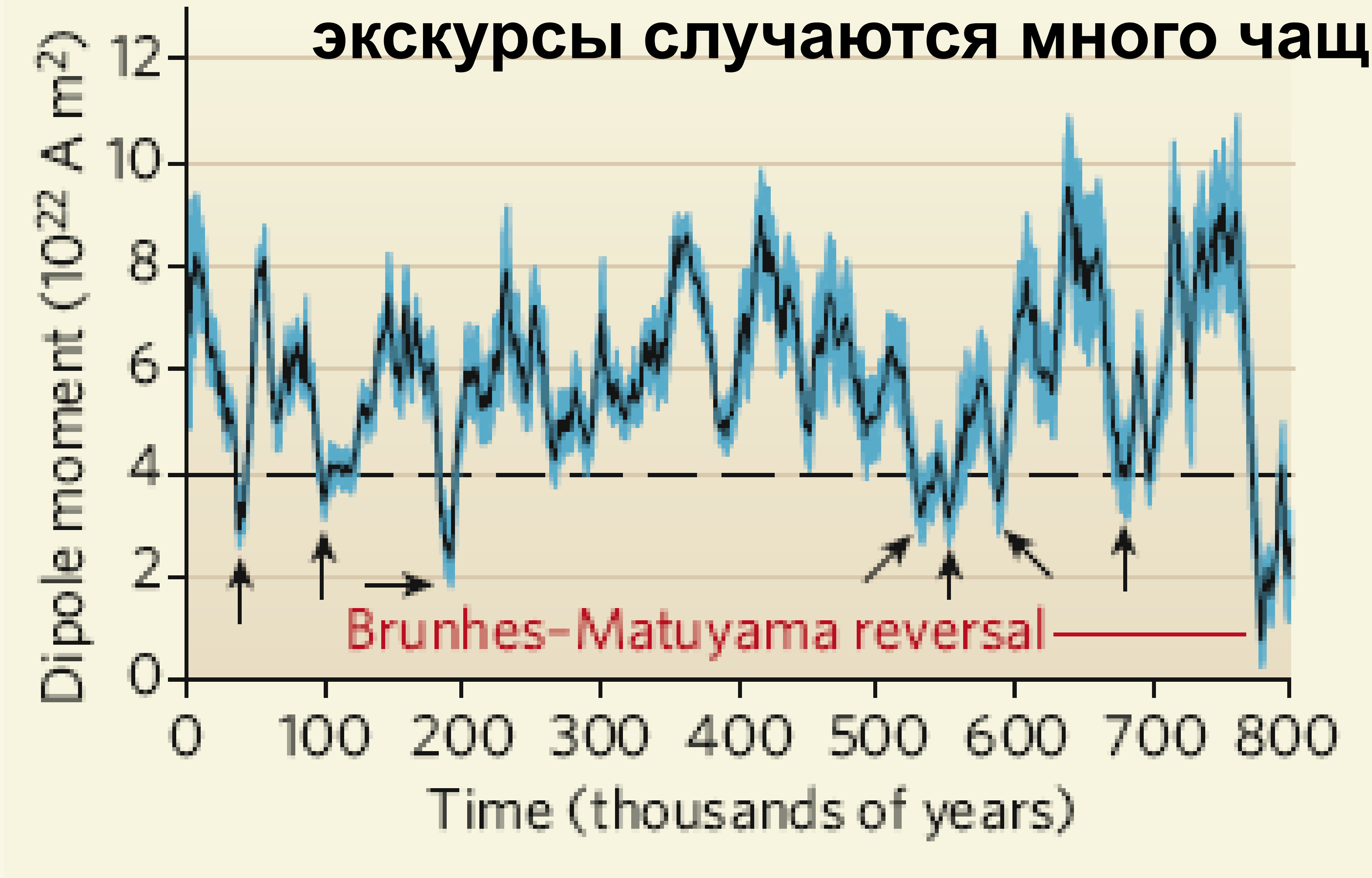
Из приведённой статистики инверсий можно получить условную вероятность наступления следующей инверсии



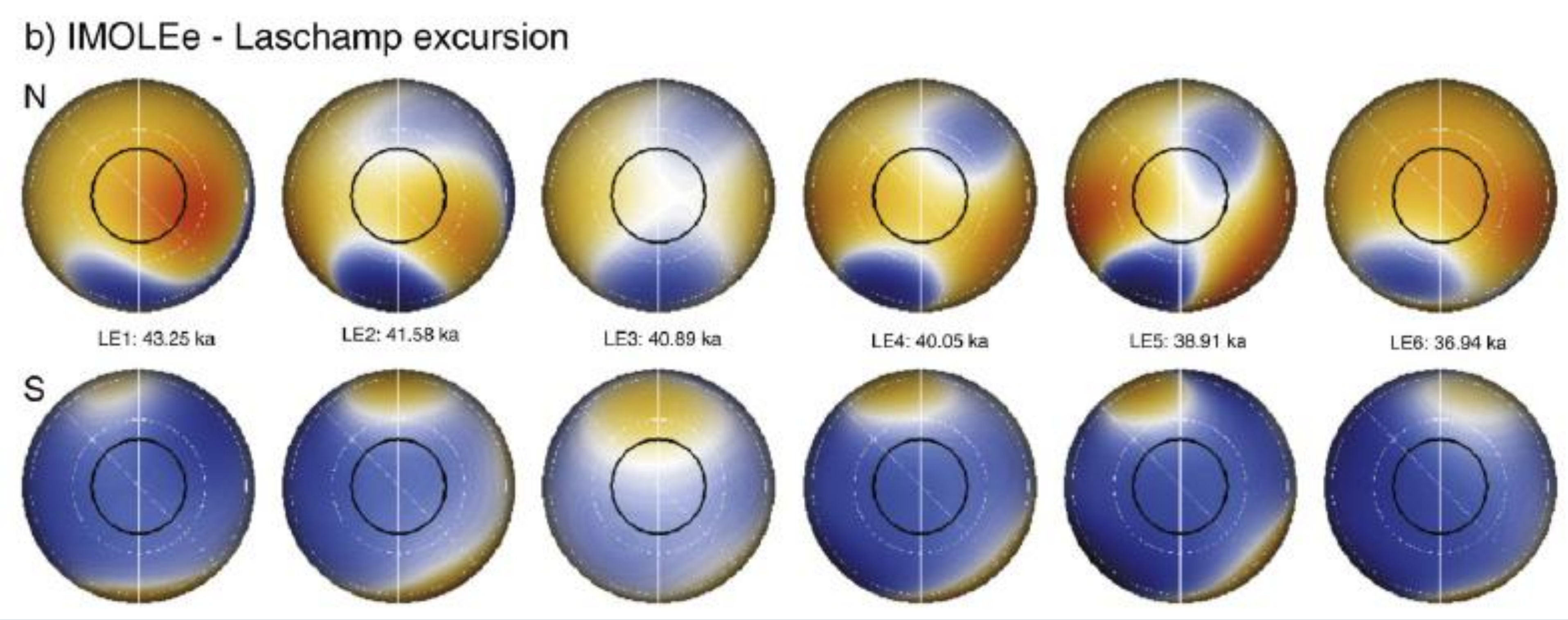
$$P(t > T_0 | T_0) = \frac{\int_t^{\infty} p(z)dz}{\int_{T_0}^{\infty} p(z)dz}$$

Вероятность того, что инверсия случится в ближайшие 10 тысяч лет, составляет менее 2 %, при этом с 30 % вероятностью мы живём в хроне, длина которого превышает 2 миллиона лет.

Но! **Полюс может попасть в район экватора и во время экскурса (путешествие полюса к экватору и возвращение на место), а экскурсы случаются много чаще**



Модель экскурса Laschamp, случившегося 40 тысяч лет назад



Выводы

Во время инверсий и экскурсов у геомагнитного поля может оказаться несколько полюсов, которые могут находиться где угодно, в том числе вблизи экватора.

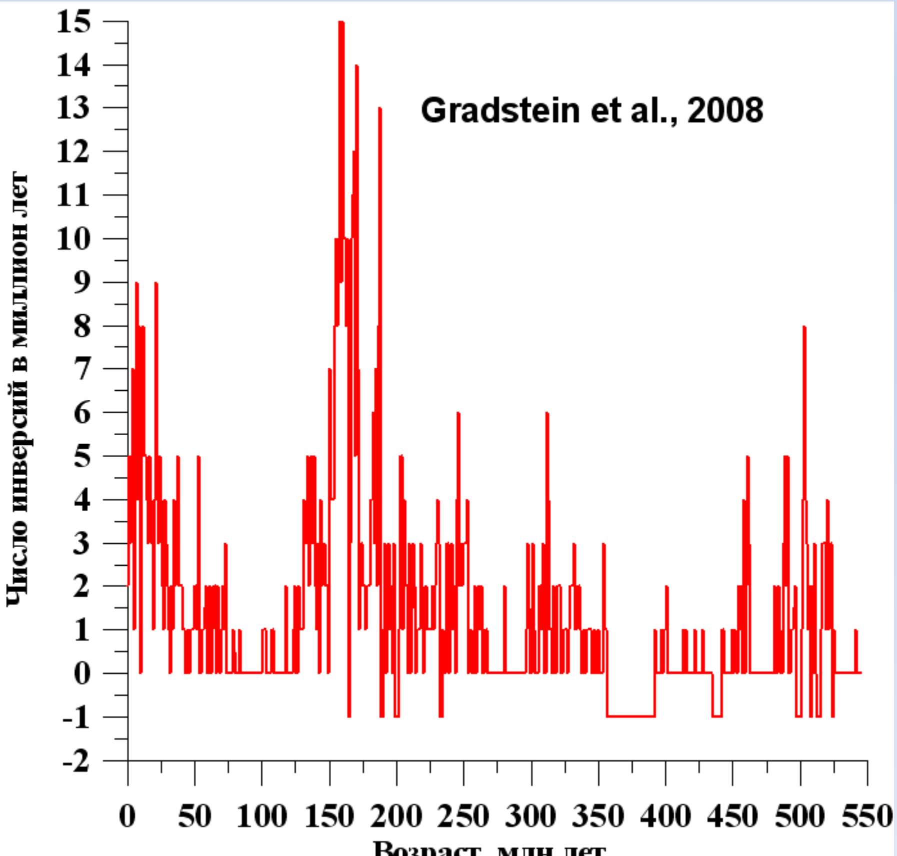
Вероятность наступления инверсии в ближайшие тысячелетия не превышает 1-2 %. Но вероятность наступления экскурса значительно выше.

Во время таких экстремальных событий резко возросший поток энергии в магнитосферу и ионосферу, а также увеличение радиации на поверхности Земли могут существенно повлиять на климат и мутагенность биоты Земли.

Проблема. Мы плохо знаем статистику экскурсов и конфигурацию геомагнитного поля во время как инверсий, так и экскурсов

Есть ли связь между частотой инверсий и интенсивностью геомагнитного поля?

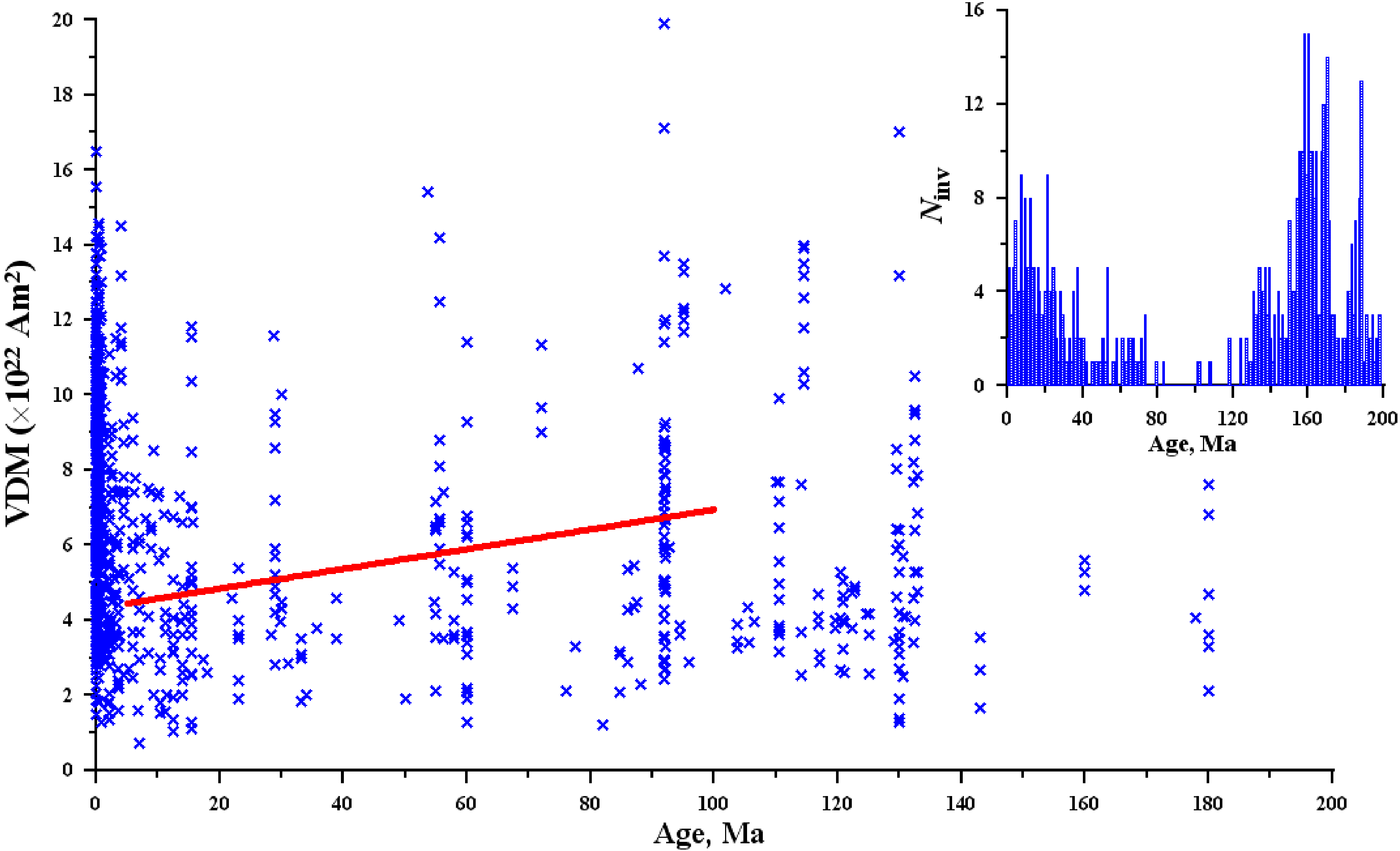
И то и другое является функционалом от режима работы геодинамо (Cox, 1958)



Интенсивность диполя = F1(режим геодинамо)

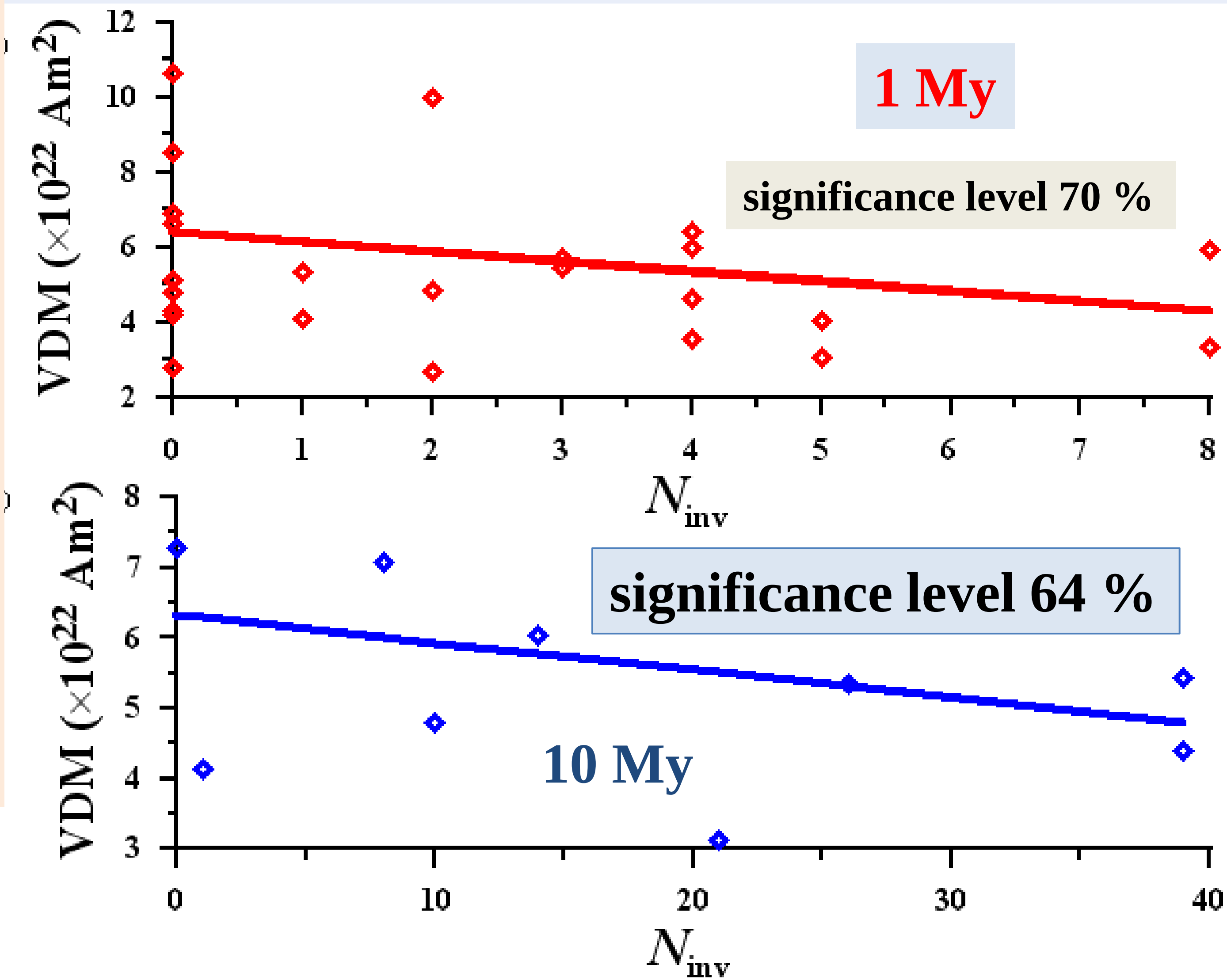
Частота инверсий = F2(режим геодинамо)

Мировые базы данных по палонапряжённости http://www.brk.adm.yar.ru/palmag/index.html (the Borok Geophysical Observatory of IPE RAS), http://earth.liv.ac.uk/IAGA/

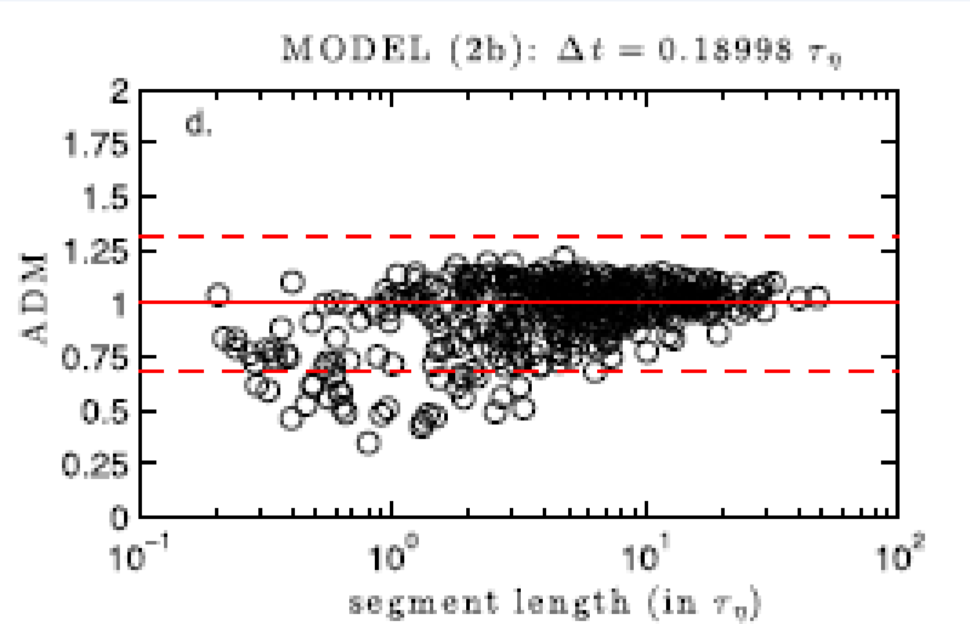


Средние VDM по окнам 1 и10 млн. лет против числа инверсий в этом окне

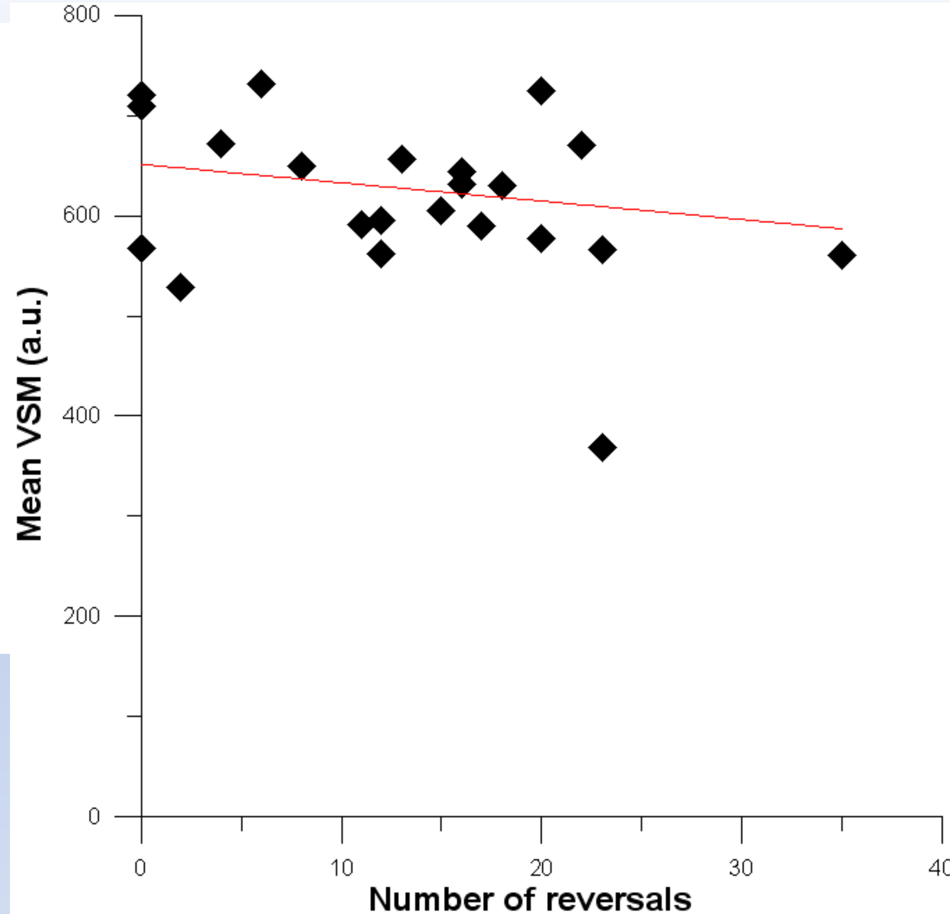
Есть слабая тенденция к повышению напряжённо-сти с ростом числа инверсий, Но уровень доверия мал.



Компютерные расчёты геодинамо согласуются с этим выводом



Lhuillier et al., 2013

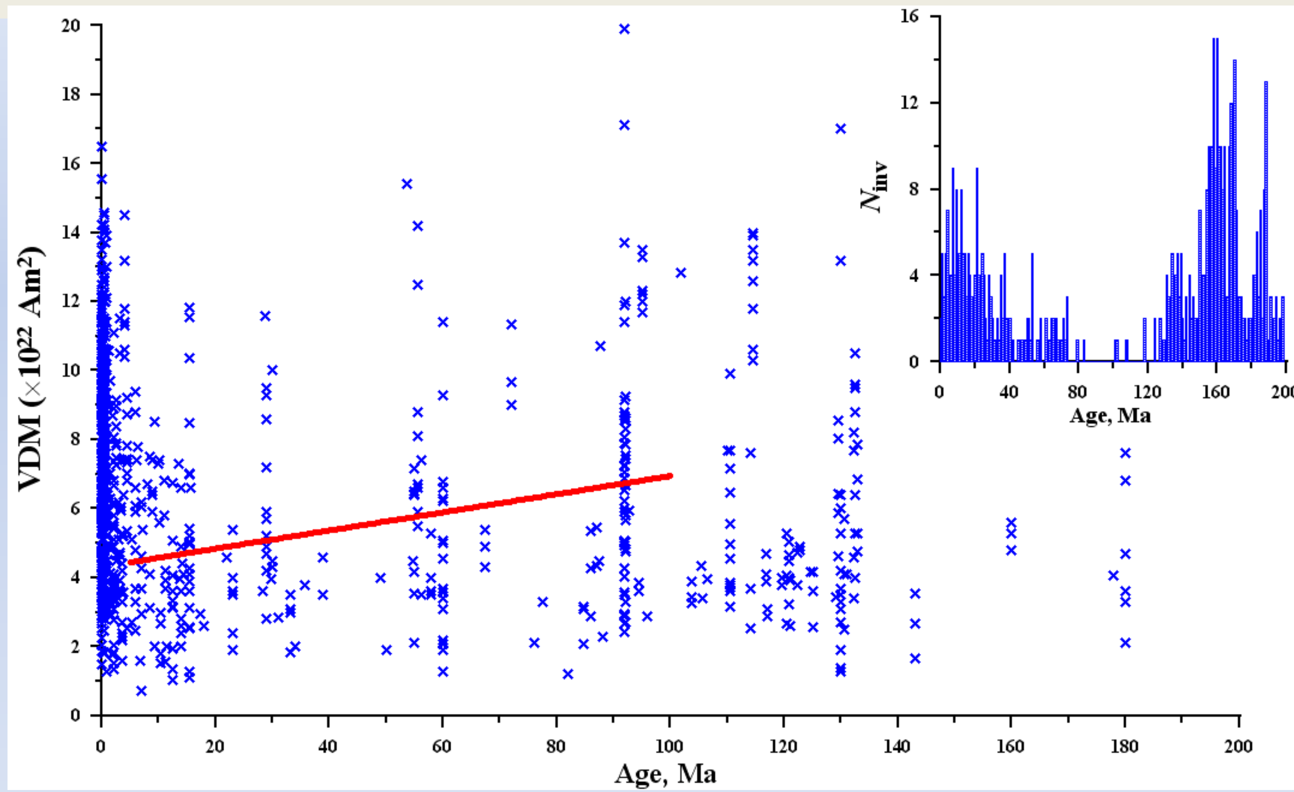


Olson et al. 2013

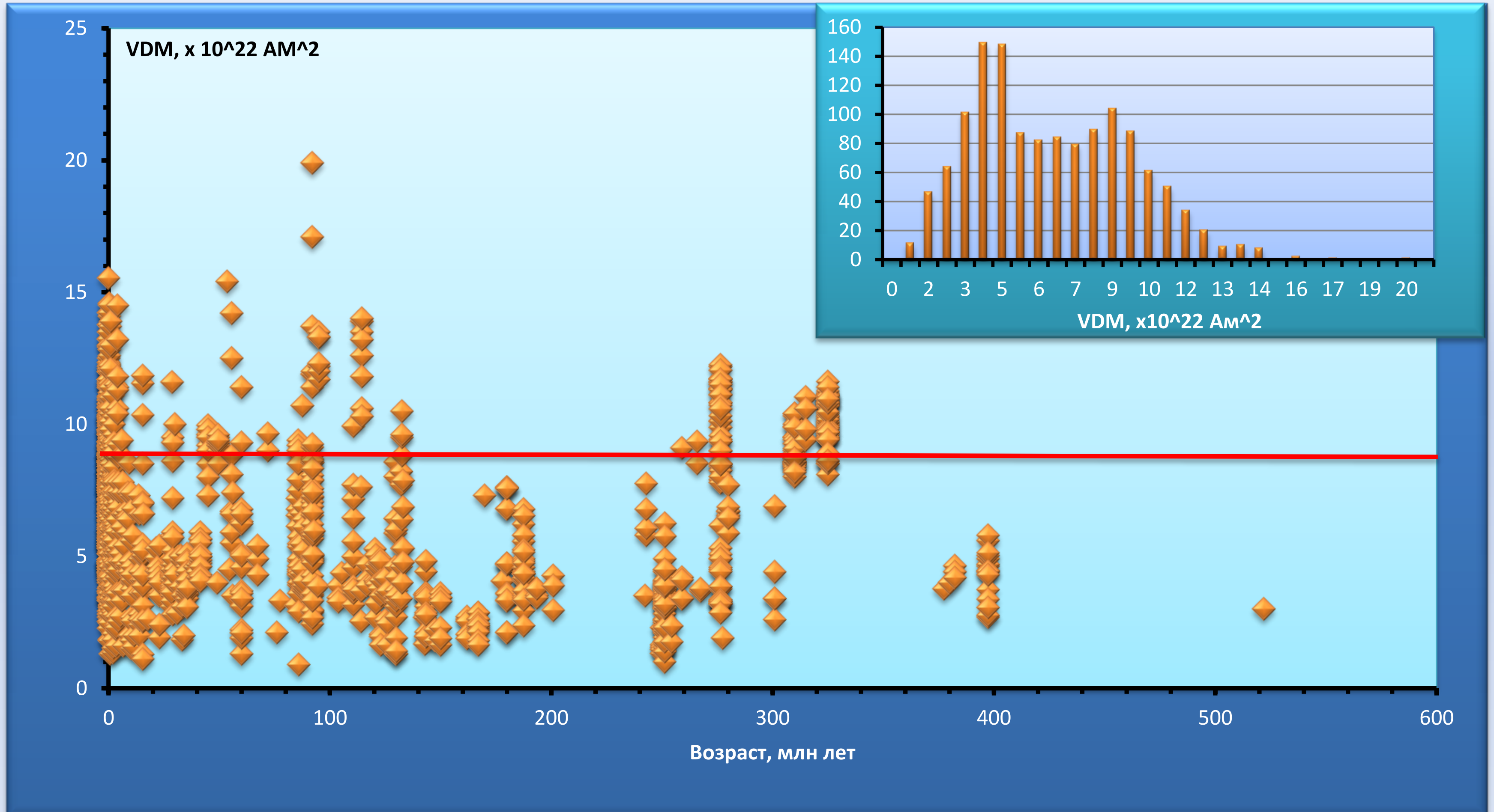
Вывод

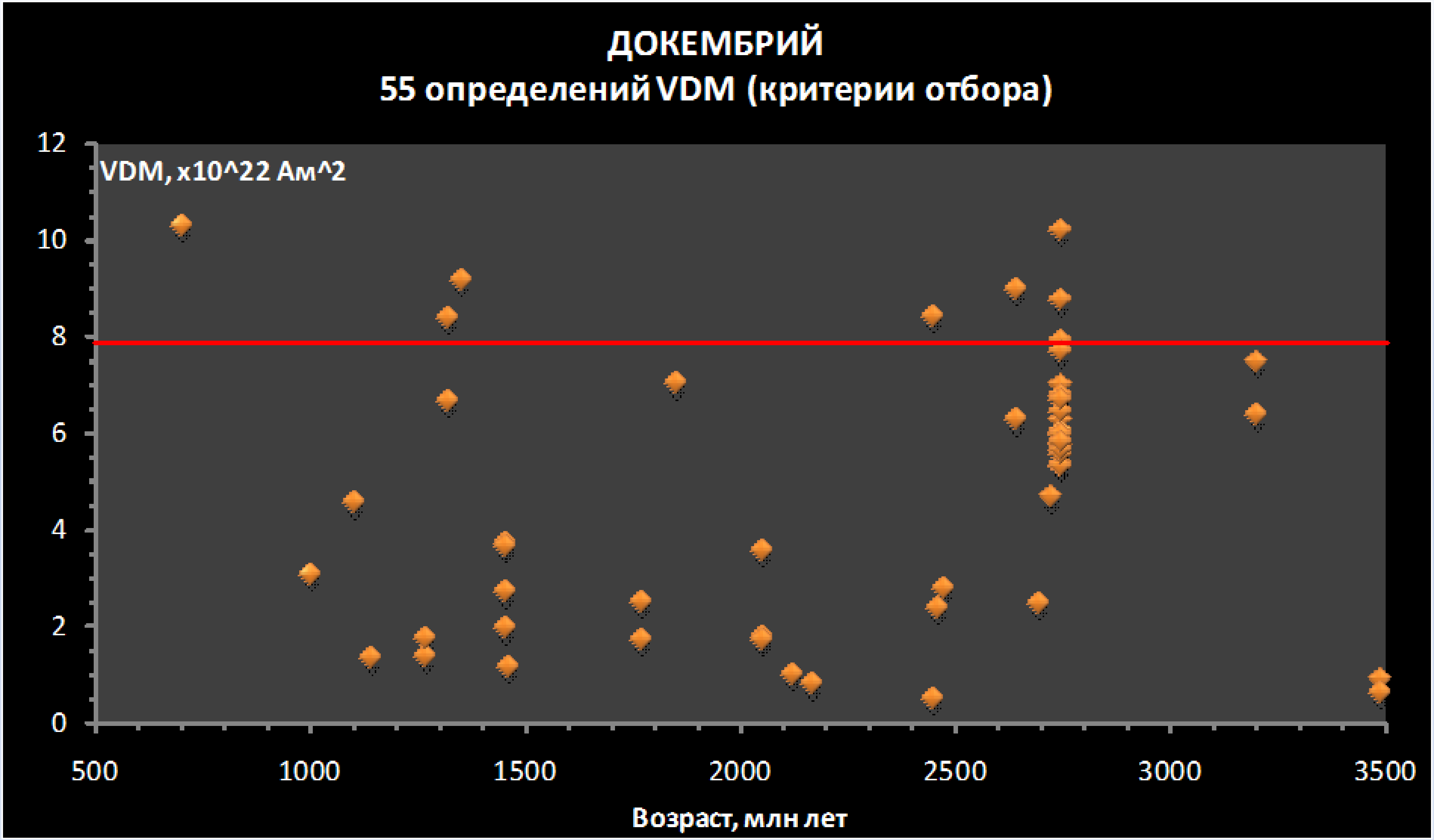
Гипотеза Кокса о связи частоты инверсий (длительности интервалов постоянной полярности) с интенсивностью поля оказалась несостоятельной.

Вопрос
А как вообще меняется напряжённость в геологическом прошлом?



Фанерозой
1198 определений VDM (критерии отбора)




ДОКЕМБРИЙ
55 определений VDM (критерии отбора)
VDM, x10^22 Ам^2
0
2
4
6
8
10
12
500
1000
1500
2000
2500
3000
3500
Возраст, млн лет

Из приведённых данных и результатов численных расчётов видно, что:

а) частота инверсий меняется на 2 порядка

Но при этом

б) средняя величина напряжённости меняется мало, не более чем в 2 раза

Почему так?

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{J} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t}$$

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \qquad \text{Maxwell's equations} \qquad (8.1.10)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \qquad (8.1.11)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = \rho_e \qquad (8.1.12)$$

$$\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E} + \sigma(\mathbf{v} \times \mathbf{B}) \qquad \text{Ohm's Law} \qquad (8.1.13)$$

$$\rho\left(\frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla\right)\mathbf{v} + 2\rho(\Omega \times \mathbf{v}) = -\nabla P + \eta \nabla^2 \mathbf{v} + \tfrac{1}{3}\eta \nabla(\nabla \cdot \mathbf{v}) - \rho \nabla \phi_g + \mathbf{J} \times \mathbf{B} \qquad \text{Navier–Stokes' equation} \qquad (8.1.14)$$

$$\nabla \cdot (\rho \mathbf{v}) + \frac{\partial \rho}{\partial t} = 0 \qquad \text{Continuity equation} \qquad (8.1.15)$$

$$\nabla^2 \phi_g = -4\pi G \rho \qquad \text{Poisson's equation} \qquad (8.1.16)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = k_T \nabla^2 T + (\nabla k_T \cdot \nabla T) - \mathbf{v} \cdot \nabla T + \varepsilon \qquad \text{Generalized heat equation} \qquad (8.1.17)$$

$$\rho = \text{Function}(P, T, H) \qquad \text{Equation of state} \qquad (8.1.18)$$

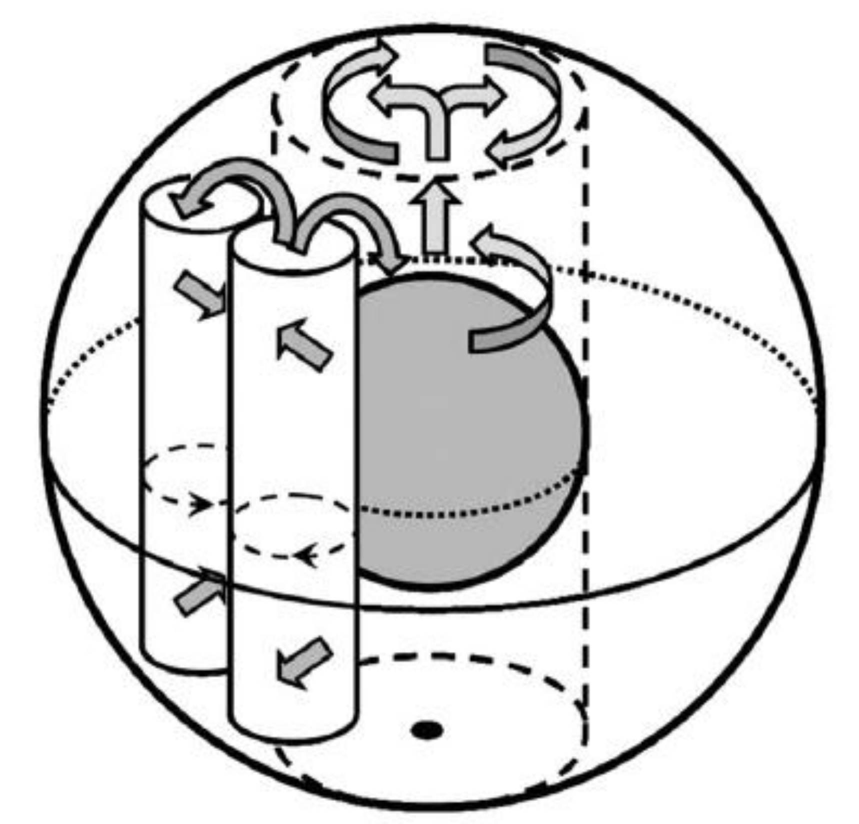
Notation:

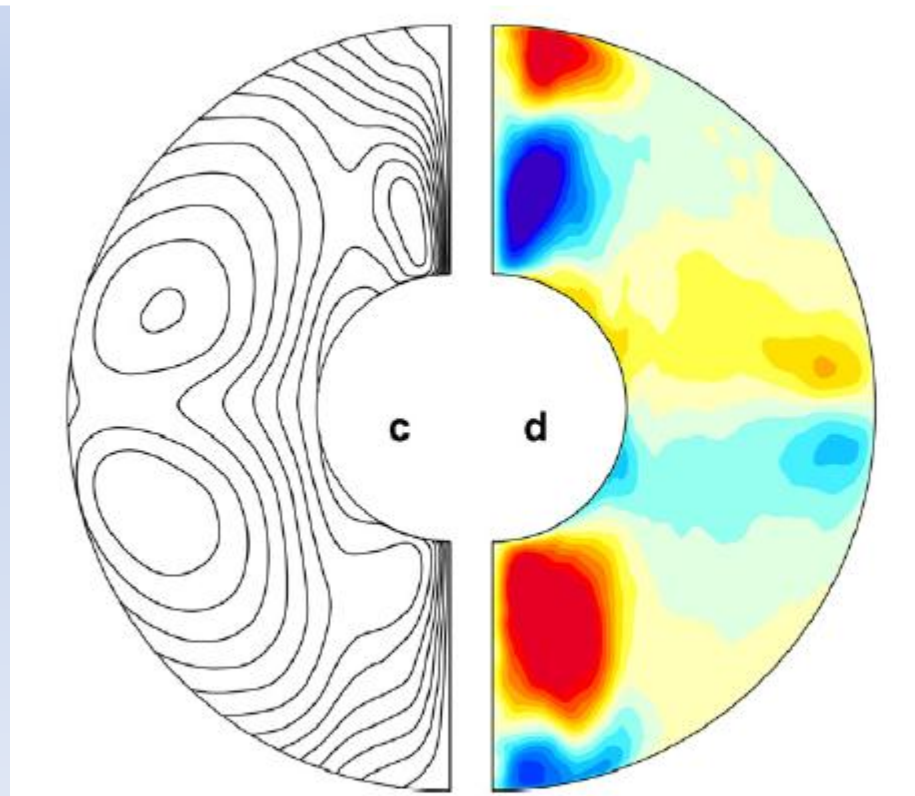
$\mathbf{H}$ = magnetic field
$\mathbf{B}$ = magnetic induction
$\mathbf{J}$ = electric current
$\mathbf{E}$ = electric field
$\mathbf{D}$ = electric displacement vector
$\mathbf{v}$ = velocity
η = viscosity
ρ_e = electric charge density
Ω = angular velocity of rotation

ρ = material density
σ = conductivity
T = temperature
P = pressure
G = gravitational constant
ϕ_g = gravitational potential
ε = heat source term
k_T = thermal diffusivity

Dynamo parameters α thermal expansivity, g_o gravity at core surface, ΔT superadiabatic temperature contrast across core, κ thermal diffusivity, ν kinematic viscosity, Ω rotation rate, D outer core thickness, $\eta = 1/(\mu_o\sigma)$ magnetic diffusivity with σ electrical conductivity and μ_o magnetic permeability, U characteristic flow velocity, B characteristic magnetic field strength, ρ density, Ra_c is the critical Rayleigh number for onset of convection.

	Control parameters			
	Rayleigh no.	Ekman no.	Magn. Prandtl no.	Prandtl no.
Definition	$Ra = \alpha g_o \Delta T/(\Omega^2 D)$	$E = \nu/(\Omega D)^2$	$Pm = \nu/\eta$	$Pr = \nu/\kappa$
Core	$10^4 Ra_c$	$10^{-15} - 10^{-14}$	$10^{-6} - 10^{-5}$	0.1–1
Models	$(1 - 100)Ra_c$	$10^{-3} - 10^{-6}$	0.1–10	1
	Diagnostic numbers			
	Magn. Reynolds no.	Reynolds no.	Rossby no.	Elsasser no.
Definition	$Rm = UD/\eta$	$Re = UD/\nu$	$Ro = U/(\Omega D)$	$\Lambda = B^2/(2\mu_o\eta\rho\Omega)$
Core	10^3	10^9	10^{-7}	0.1–10
Models	40–2000	< 2000	$10^{-2} - 10^{-4}$	0.1–100

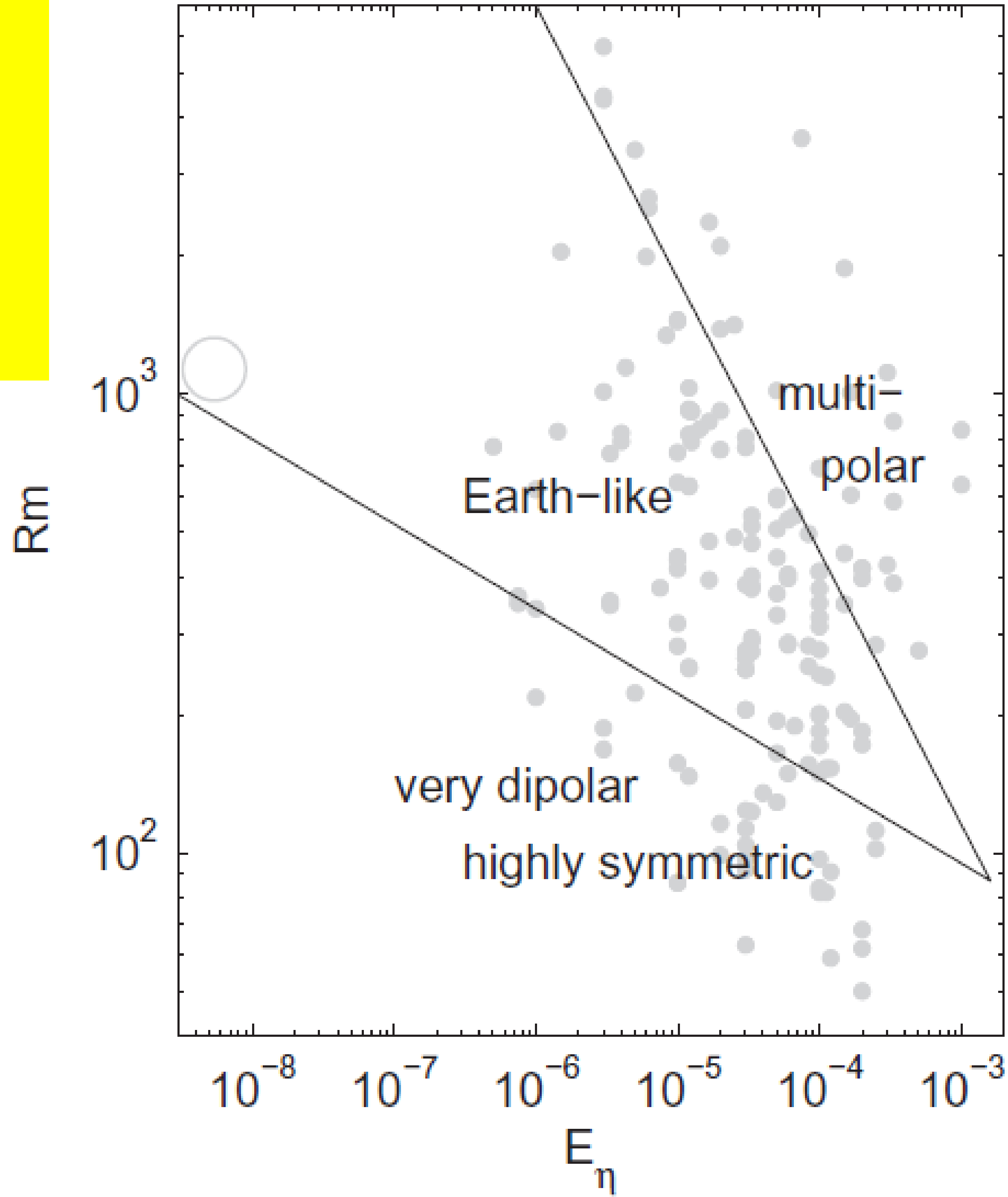




Частота инверсий резко зависит от параметров, характеризующих работу геодинамо

$$R_m = UD/\eta$$

$$E\eta = \eta/\Omega D^2$$



Интенсивность поля оценивается через масштабирование и численное моделирование

Table 1 Proposed scaling laws

#	Rule	Author	Remark
1	$B_p R_p^3 \propto (\rho \Omega R_p^5)^a$	e.g. Russell (1978)	magnetic Bode law
2	$B^2 \propto \rho \Omega^2 R_c^2$	Busse (1976)	
3	$B^2 \propto \rho \Omega \sigma^{-1}$	Stevenson (1979)	Elsasser number rule
4	$B^2 \propto \rho R_c^3 q_c \sigma$	Stevenson (1984)	at low energy flux
5	$B^2 \propto \rho \Omega R_c^{5/3} q_c^{1/3}$	Curtis and Ness (1986, modified)	mixing length theory
6	$B^2 \propto \rho \Omega^{3/2} R_c \sigma^{-1/2}$	Mizutani et al. (1992)	
7	$B^2 \propto \rho \Omega^2 R_c$	Sano (1993)	
8	$B^2 \propto \rho \Omega^{1/2} R_c^{3/2} q_c^{1/2}$	Starchenko and Jones (2002)	MAC balance
9	$B^2 \propto \rho R_c^{4/3} q_c^{2/3}$	Christensen and Aubert (2006)	energy flux scaling

Скэйлинговые аргументы и прямые численные расчёты показали, что

В ∞ (мощность конвекции)$^{1/3}$

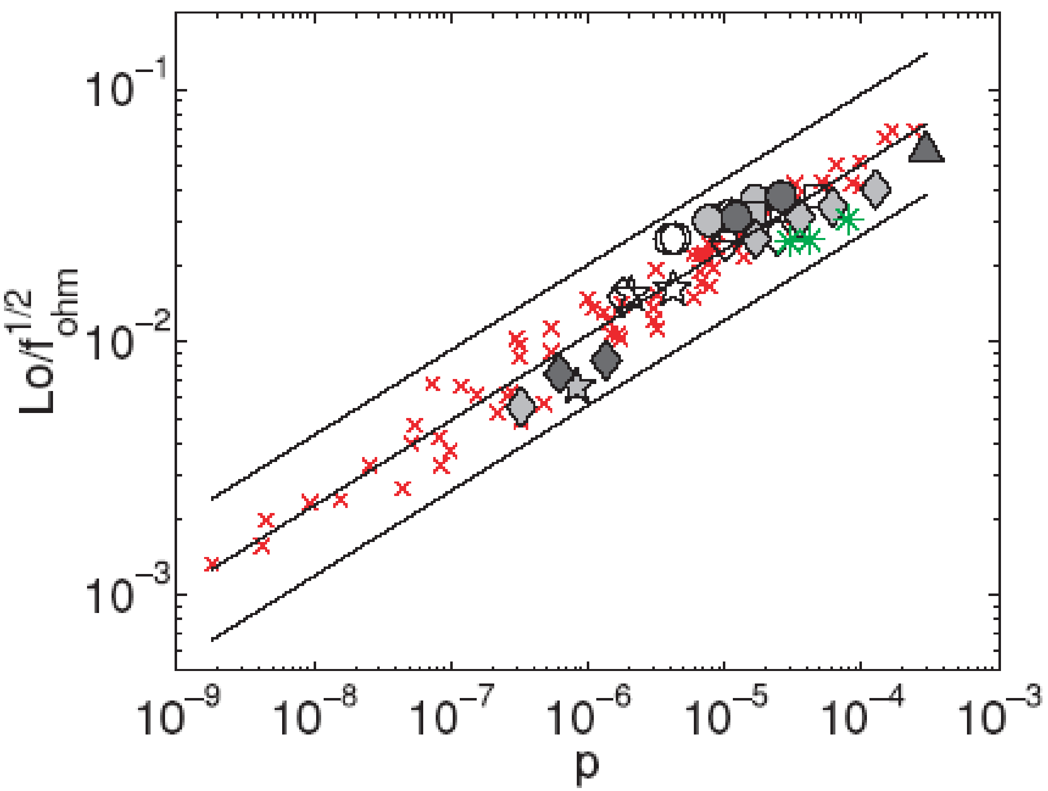
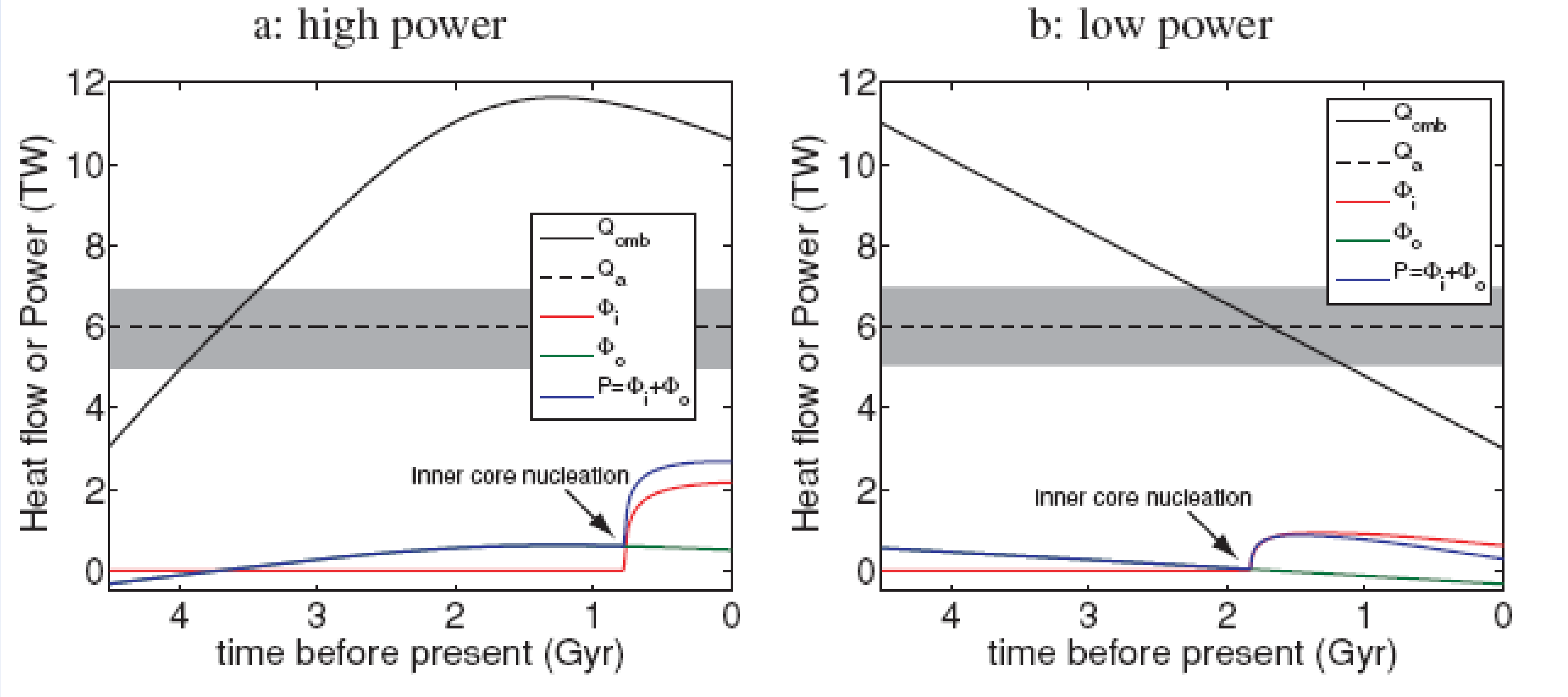
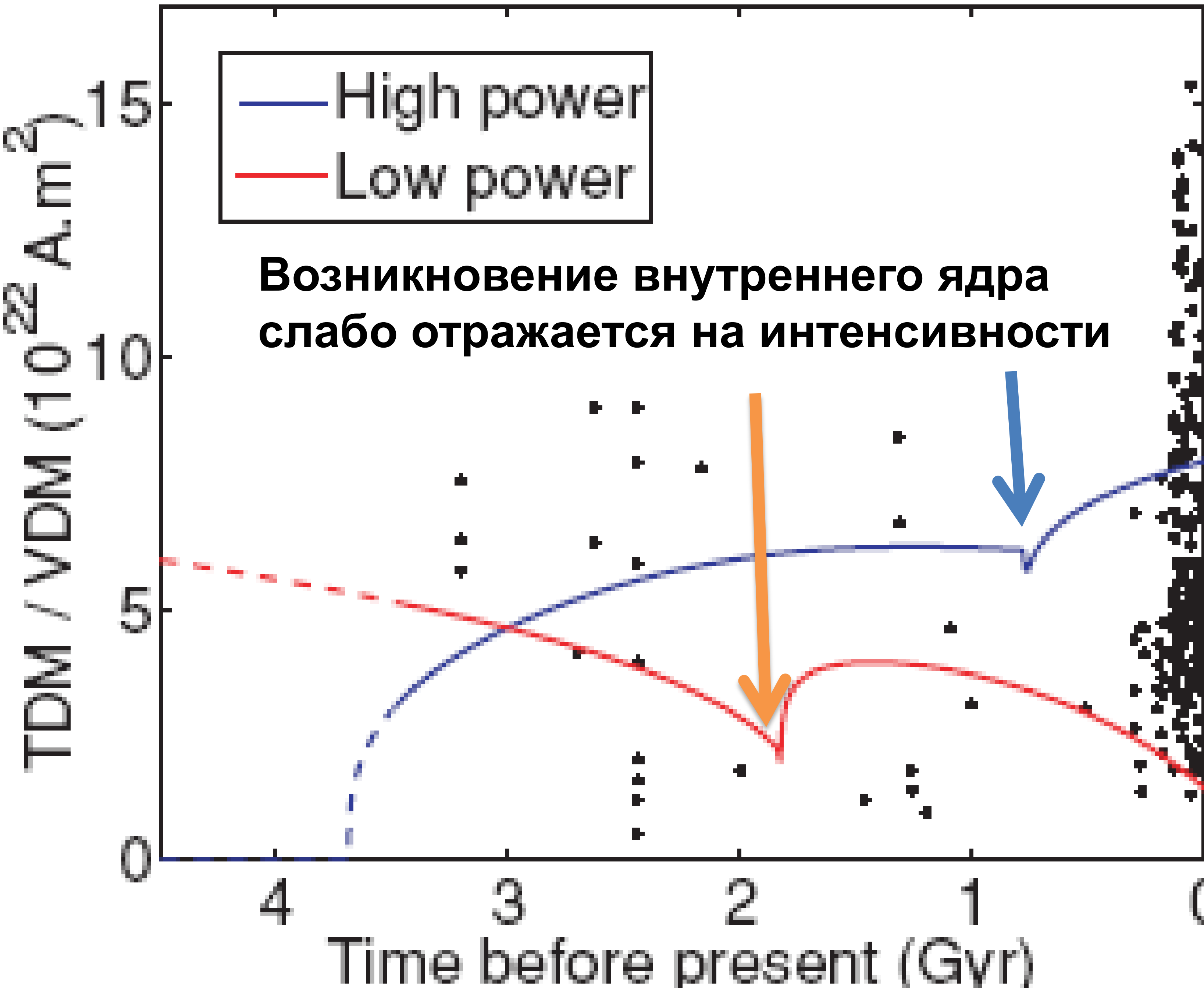


Figure 4. Dimensionless magnetic field, or Lorentz number Lo, corrected with the ohmic dissipation fraction $f_{\mathrm{ohm}}^{0.5}$, as a function of the dimensionless convective power p. Symbols as in Fig. 3. Our data set is filtered to exclude dynamos with a dipole fraction $f_{\mathrm{dip}} \leq 0.35$.

(Aubert, Labrosse, Poitou) Мощность конвекции не сильно менялась за время существования геомагнитного поля





High power
Low power
Возникновение внутреннего ядра
слабо отражается на интенсивности
TDM / VDM (10^{22} A.m^2)
15
10
5
0
4
3
2
1
0
Time before present (Gyr)

Предварительный вывод

Возможно, что средняя величина геомагнитного диполя изменяется во времени не более, чем в 2 раза. При этом возникновение твёрдого внутреннего ядра не даёт значительного прироста интенсивности.

Задача

Необходимы надёжные данные о палеонапряжённости в докембрии и раннем фанерозое.