

## ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ И ПЕТРОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ОСАДКОВ ОЗ. БАЙКАЛ

Дж. У. КИНГ, Дж. ПЕК, П. ГАНГЕМИ, В. А. КРАВЧИНСКИЙ\*

*Высшая школа океанографии, Университет Род Айленда, Наррагасетт,  
RI 02882—1197, США*

\* *Вост СНИИГГиМС, 664026, Иркутск, ул. Декабрьских Событий, 29, Россия*

Проводились палеомагнитные и петромагнитные исследования двух 9—10-метровых колонок оз. Байкал для определения возраста осадков и интерпретации палеоклиматов. По результатам измерений образцов колонки 278 (К-8), отобранной в Южной котловине озера, фиксируются только вековые вариации Земного магнитного поля с периодом  $10^3$ — $10^4$  лет. Повышенная концентрация тонкозернистых ферромагнитных частиц дает основание полагать, что главным источником сноса являются почвы, получившие широкое развитие во время голоценового межледниковья. Важная роль в процессе осадконакопления в регионе отводится выносу частиц потоками из почв и эпизодическому сносу со склонов. Быстроосаждаемые крупные частицы привносились в конце ледниковых интервалов.

По результатам измерений образцов колонки 287 (К-2), отобранной на Академическом хребте, выделяются вариации земного магнитного поля и два геомагнитных экскурса. Мы полагаем, что данные экскурсы сопоставимы с экскурсами Бива-1 и Ямайка.

Для подтверждения данного предположения требуются дополнительные исследования по другим колонкам. Параметры магнитной концентрации меньше в продуктивных межледниковых интервалах, где развит диатомовый опал. Вариации магнитной минералогии, отмечаемые в нижней части колонки, указывают на максимумы эолового переноса в течение ледниковых интервалов, что предполагает относительно аридные условия. Сопоставление ледниковых—межледниковых циклов и вариаций концентрации магнитных частиц в осадке с «магнитной минералогией» использовано для оценки возраста осадков на Академическом хребте. Такая методика использует коррелируемые петромагнитных параметров с глобальной кривой объемов льда, полученной по программе SPECMAP.

*Оз. Байкал, палеомагнетизм, петромагнитные параметры, ледниковый период, межледниковый период, магнитная восприимчивость.*

### Введение

Благодаря своему высокоширотному внутриконтинентальному положению и продолжительному непрерывному осадконакоплению, оз. Байкал является уникальным полигоном для палеоклиматических исследований [1]. Совместные российско-американские работы начались в 1990 г. с целью изучения палеоклиматов и палеолимнологии и публикуются в этом выпуске журнала. Интерес к данным работам объясняется необходимостью развивать методы—индикаторы климатических изменений и датировать осадки за пределами возможности радиоуглеродного метода.

Основные направления, по которым проводились палеомагнитные и петромагнитные исследования двух 10-метровых колонок, следующие: 1) разработка магнитостратиграфической временной шкалы для Байкальского региона; 2) соотношение между собой изменений в стратиграфии, отображаемых петромагнитными свойствами осадка, и глобальных изменений климата, палеолимнологии, тектонических событий; 3) использование петромагнитных данных для идентификации фаций и корреляции различных колонок.

В данной статье описаны первые результаты, полученные по совместным работам.

### Методика

Изучались образцы из 9—10-метровых колонок, отобранных во время российского рейса. Одна колонка (278, К-2) поднята в Южном бассейне оз. Байкал, другая (287, К-8) — на Академическом хребте в центральной части Байкала (рис. 1). Отобранные российской стороной образцы кубической формы вырезались из колонок через 10 см, маркировались и покрывались парафином для укрепления стенок перед транспортировкой. Анализ образцов

© Дж. У. Кинг, Дж. Пек, П. Гангеми, В. А. Кравчинский, 1993

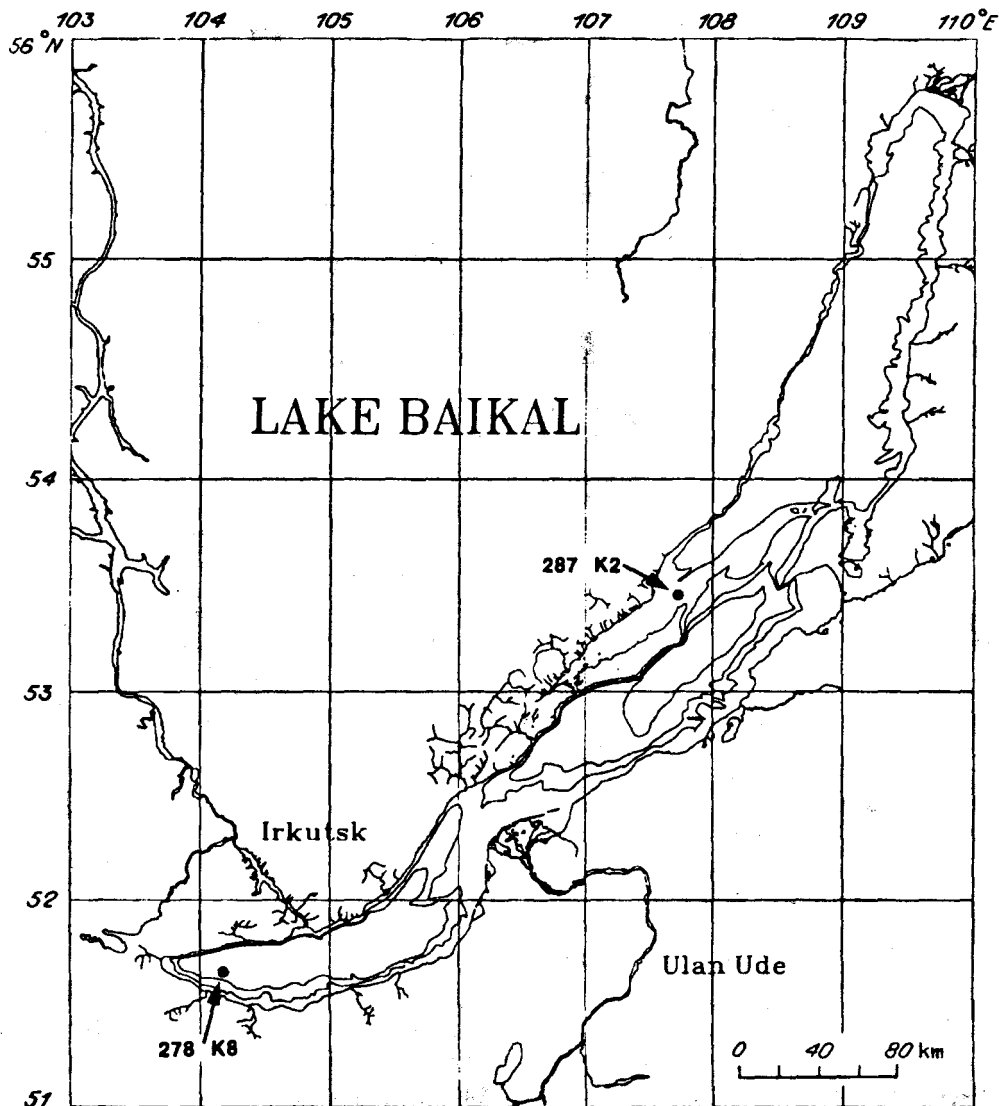


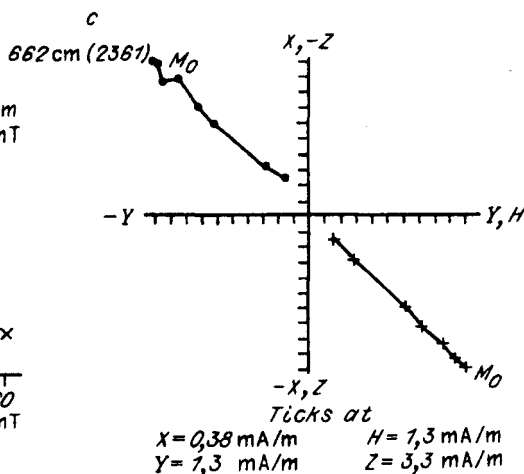
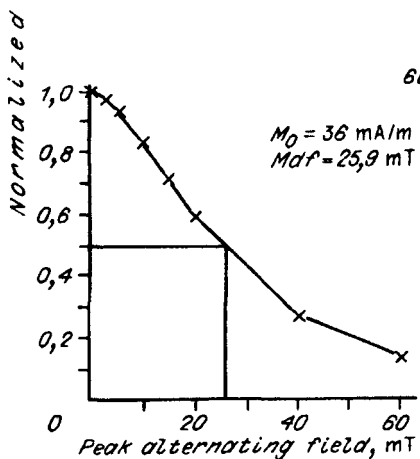
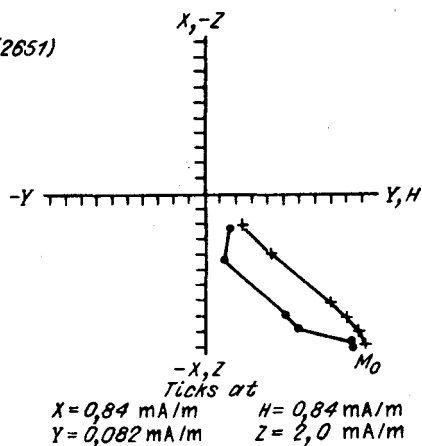
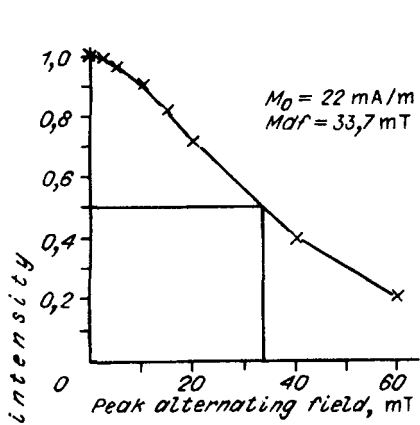
Рис. 1. Схема расположения изученных колонок.

Батиметрические изолинии нанесены через 500 м.

проводился в палеомагнитной лаборатории Высшей школы океанографии Университета Род Айленда.

Естественная остаточная намагниченность (NRM) образцов измерялась на трехосевом криогенном магнитометре SCT. Пошаговое размагничивание переменным магнитным полем (AF) лидирующих образцов выполнялось на размагничивающем устройстве Schonstedt. NRM образцов измерялась после каждого последующего шага размагничивания. На основе анализа диаграмм Зийдервельда и кривых размагничивания лидирующих образцов выбирался оптимальный режим размагничивающего поля для каждой колонки. Оставшиеся образцы подвергались размагничиванию выбранной величиной поля, после чего измерялись.

Стандартные петромагнитные исследования проводились после измерений NRM. Магнитная восприимчивость  $\chi$  измерялась при помощи Bartington Instruments susceptibility meter. Идеальная (безгистерезисная)



остаточная намагниченность получена при помощи размагничивающего устройства Schonstedt. Использовались пиковое значение переменного поля 0,1 Тл и постоянное поле 1,0 мТл. Измерения проводились на криогенном магнитометре SCT. Полученные значения выражаются через  $\chi_{\text{ARM}}$  или безгистерезисную восприимчивость после нормирования по постоянному току. Остаточная намагниченность насыщения (SIRM) была индуцирована электромагнитом (значения поля 1,0 Тл) и измерялась с помощью спин-магнитометра Molspin. После измерений SIRM образцы выдерживались в постоянном поле обратного направления 0,3 Тл и полученная таким образом обратная изотермическая остаточная намагниченность IRM измерялась вновь на спин-магнитометре. Намагниченность и восприимчивость нормализованы по весу образцов.

Измерения петромагнитных параметров  $\chi$ ,  $\chi_{\text{ARM}}$  и SIRM отражают в основном вариации в концентрации магнитных минералов в веществе [2—4]. Изменения в соотношениях величин  $\chi_{\text{ARM}}/\chi$  и  $\chi_{\text{ARM}}/\text{SIRM}$  отражают главным образом различия в размере зерен магнитных минералов. Оба эти соотношения изменяются обратно пропорционально размеру зерен [5,6]. Кроме того, соотношения между параметрами могут быть вычислены с использованием значений IRM, полученных в высоких полях (т. е.  $\geq 1,0$  Тл) и при измерениях обратной IRM в пониженных полях ( $-0,3$  Тл). Эти соотношения отражают изменения в коэрцитивных спектрах магнитных минералов, а следовательно, и в минералогии. Например, параметр HIRM или „жесткая” IRM

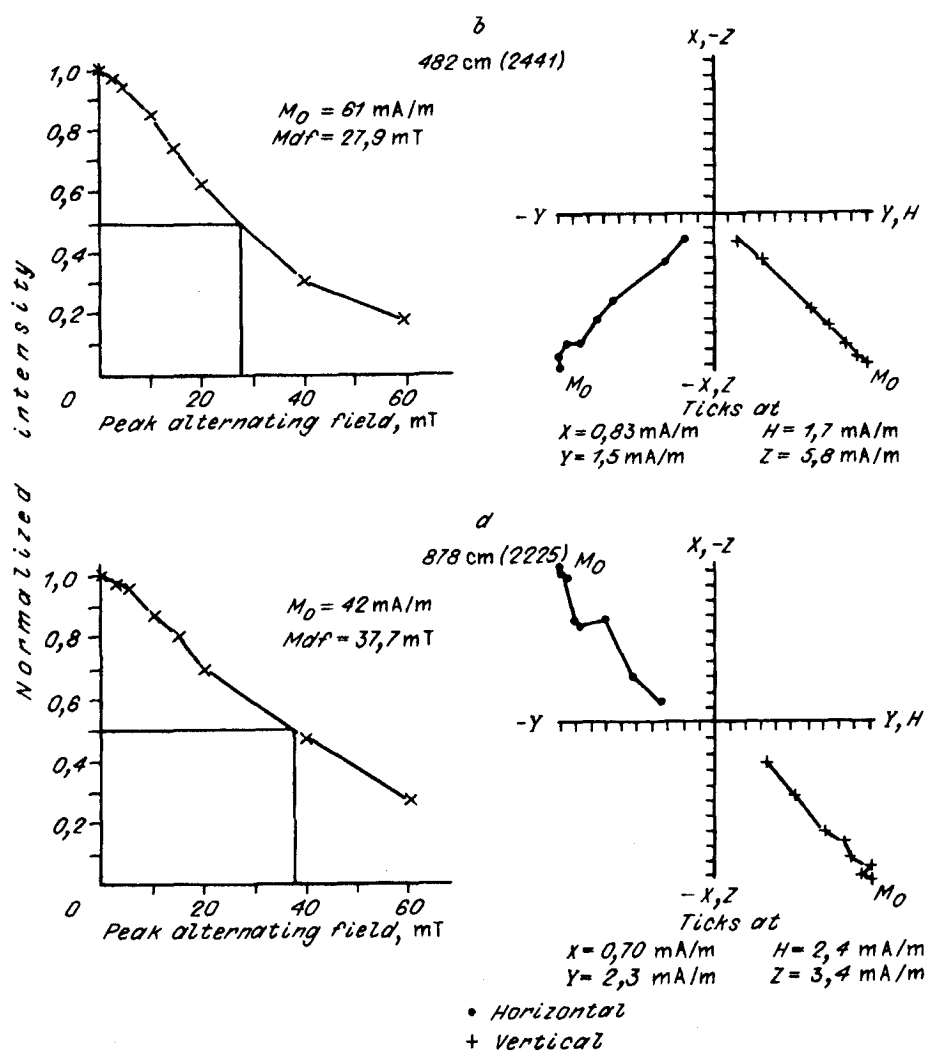


Рис. 2. Типичные графики размагничивания и диаграммы Зийдервельда по лидирующим образцам колонки 278 (К-8) из Южного бассейна оз. Байкал.

$$(\text{IRM}_{-0,3\text{Tл}} + \text{SIRM})/2$$

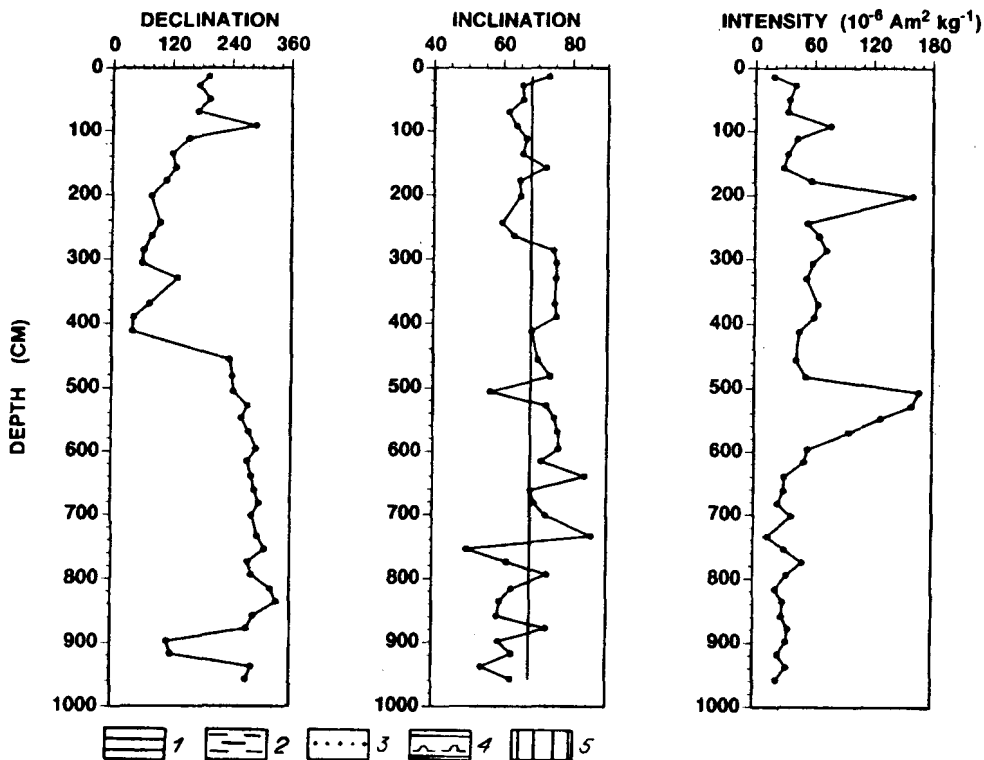
характеризует концентрацию магнитных параметров с высокой коэрцитивностью (т. е. гематит и гетит) в общем объеме вещества [2, 4, 7]. Параметр  $S$

$$\text{IRM}_{-0,3\text{Tл}}/\text{SIRM}$$

характеризует отношение высококоэрцитивных магнитных минералов к низкокоэрцитивным (таким как магнетит и маггемит). Значения  $S$ , близкие к 1,0, указывают на высокое содержание магнетита. Уменьшение  $S$  означает увеличение содержания гематита и гетита [2—4, 7].

### Результаты палеомагнитных исследований

Типичные графики размагничивания и диаграммы Зийдервельда [8], полученные по лидирующим образцам из колонки 278 (К-8), приведены на рис. 2. Медианное разрушающее поле (MDF) располагается в интервале 25,0—38,0 мТл и указывает на устойчивость остаточной намагниченности.



Остаточная намагниченность исследуемых образцов оказалась стабильной и однокомпонентной. Во всех лидирующих образцах коллекции устойчивая компонента однозначно фиксируется при переменных полях (AF) от 10,0 мТл и выше. Это послужило основанием для выбора оптимального значения размагничивающего поля для всей коллекции образцов.

Склонение, наклонение и величина вектора естественной остаточной намагниченности образцов колонки 278 (К-8) после AF размагничивания при 10,0 мТл отображены на рис. 3. Наклонение варьирует в допустимых пределах вокруг значения осевого диполя, характерного для широты точки отбора. Четко выраженной корреляции изменений величины намагниченности и литологии не обнаружено. По этой причине мы предприняли попытку оценить относительную палеонапряженность по образцам колонки 278 (К-8), используя соотношение  $NRM_{10,0}/ARM_{10,0}$  [9]. Результаты отображены на рис. 4.

Характерные графики размагничивания и диаграммы Зийдервельда [8] по лидирующим образцам колонки 287 (К-2) приведены на рис. 5. Медианное разрушающее поле зафиксировано в пределах 11,0—34,0 мТл, что указывает на существенные различия в стабильности остаточной намагниченности. Диаграммы Зийдервельда иллюстрируют разную степень устойчивости намагниченности к размагничивающим факторам. Часть образцов характеризуется однокомпонентной намагниченностью (см. рис. 5а, 5д, 5ф), другая обладает достаточно низкоэрцитивной вторичной компонентой (см. рис. 5с, 5е, 5г). В некоторых образцах наблюдается вязкая намагниченность, под влиянием которой при магнитном поле выше 20,0 мТл отмечается значительный разброс направлений (см. рис. 5б, 5с, 5г). По результатам экспериментов мы определили оптимальную величину размагничивающего поля 20,0 мТл для того чтобы избавиться от низкоэрцитивной вторичной компоненты и убрать вязкую намагниченность.

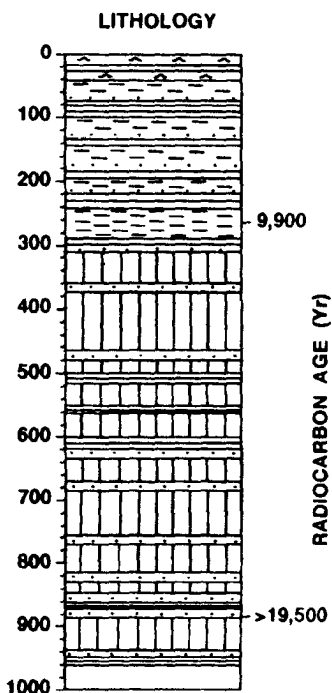


Рис. 3. Склонение, наклонение и величина вектора намагниченности, полученные по образцам колонки 287 (К-8) после размагничивания переменным магнитным полем 10,0 мТл.

Прямая линия на графике изменений наклонения соответствует ожидаемому значению наклонения поля осевого диполя. Радиоуглеродные датировки и литологическое описание приведены по [10]. 1 — пелитовые илы, 2 — ил, 3 — песок, 4 — пелитовые илы с диатомовым материалом, 5 — глины.

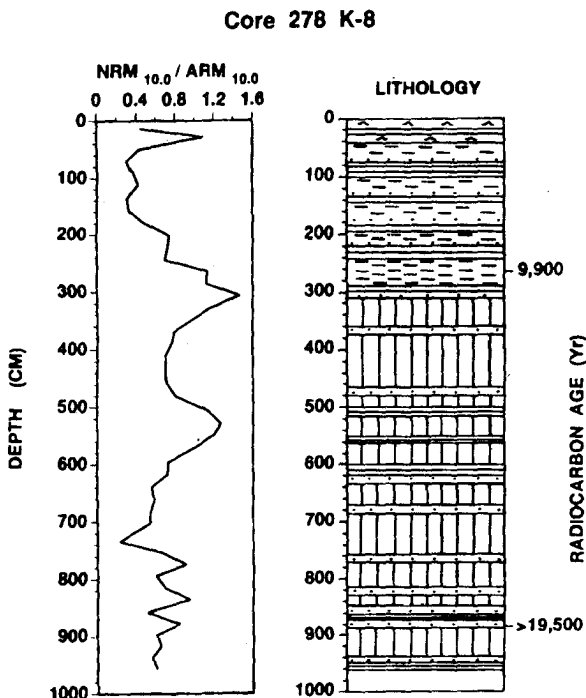
Склонение, наклонение и величина намагниченности после размагничивания образцов колонки 287 (К-2) полем 20,0 мТл отображены на рис. 6. Наклонение варьирует вокруг направления осевого диполя, за исключением двух экскурсов, фиксируемых на глубинах 710—740 и 850—890 см. Экскурсы отражены и в характере изменения склонения вектора намагниченности с глубиной. Работы по определению относительной палеонапряженности не выполнялись, поскольку изменения величины намагниченности сопоставимы с литологией, а вопросы стабильности, иллюстрируемые на рис. 5, не располагают к таким исследованиям.

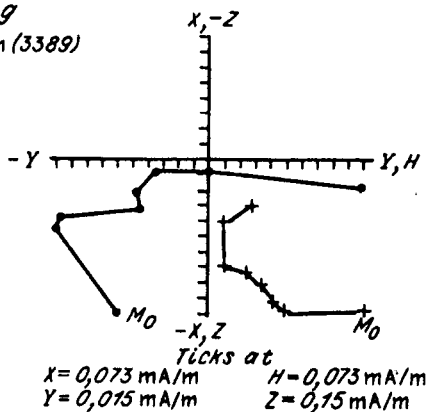
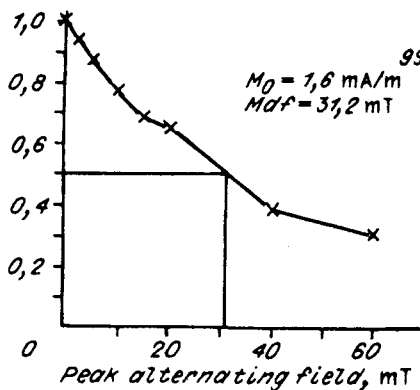
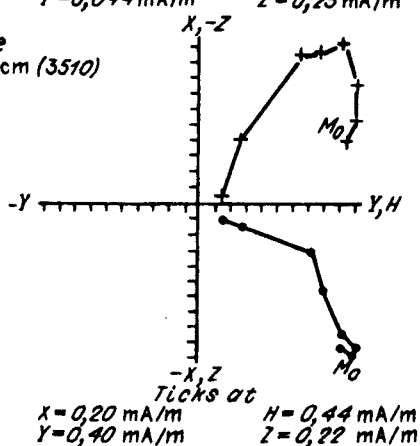
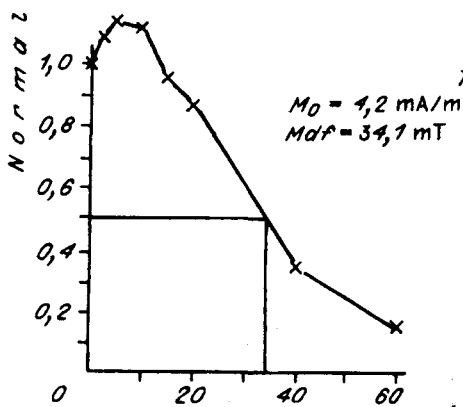
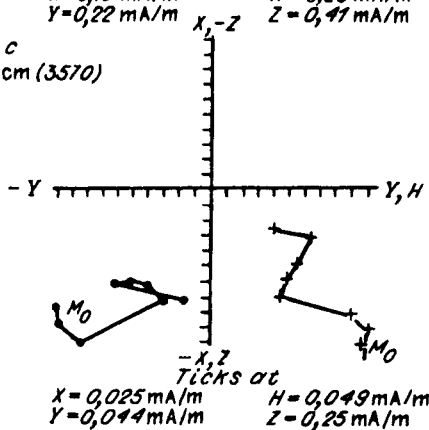
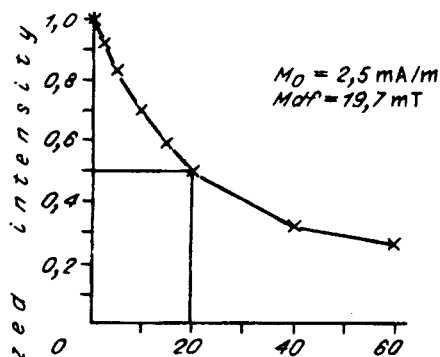
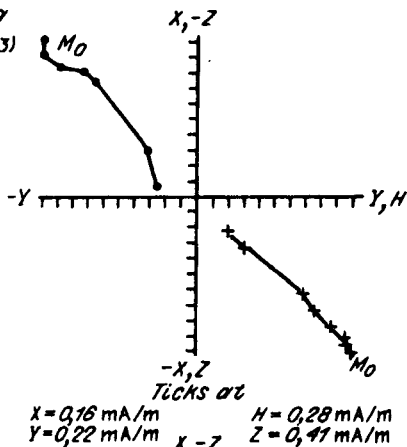
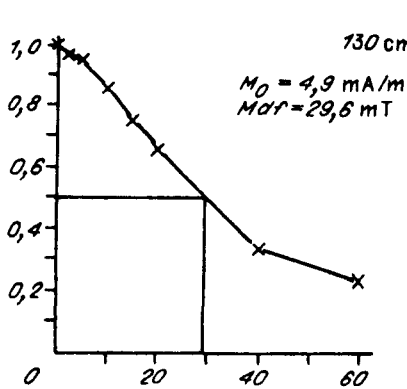
#### Результаты петромагнитных исследований

Результаты петромагнитных исследований колонки 278 (К-8) из Южного бассейна оз. Байкал отображены на рис. 7—9. На рис. 7 приведены параметры, являющиеся функцией концентрации магнитного вещества. Повышенная концентрация магнитного вещества отмечается там, где обнаружен илистый осадок, маркирующий переход от ледниковых к межледниковым условиям. В голоценовых осадках отмечаются повышенные по сравнению с осадками ледниковых интервалов значения  $\chi_{ARM}$  и SIRM, в то время как величины  $\chi$  сопоставимы.

Рис. 4. График  $NRM_{10,0}/ARM_{10,0}$ , оценивающий относительную палеонапряженность.

Оба параметра получены после размагничивания в поле 10,0 мТл, чтобы снять нестабильные компоненты. Радиоуглеродные датировки и литологическое описание приведено по [10]. Литологическое описание дано на рис. 3.





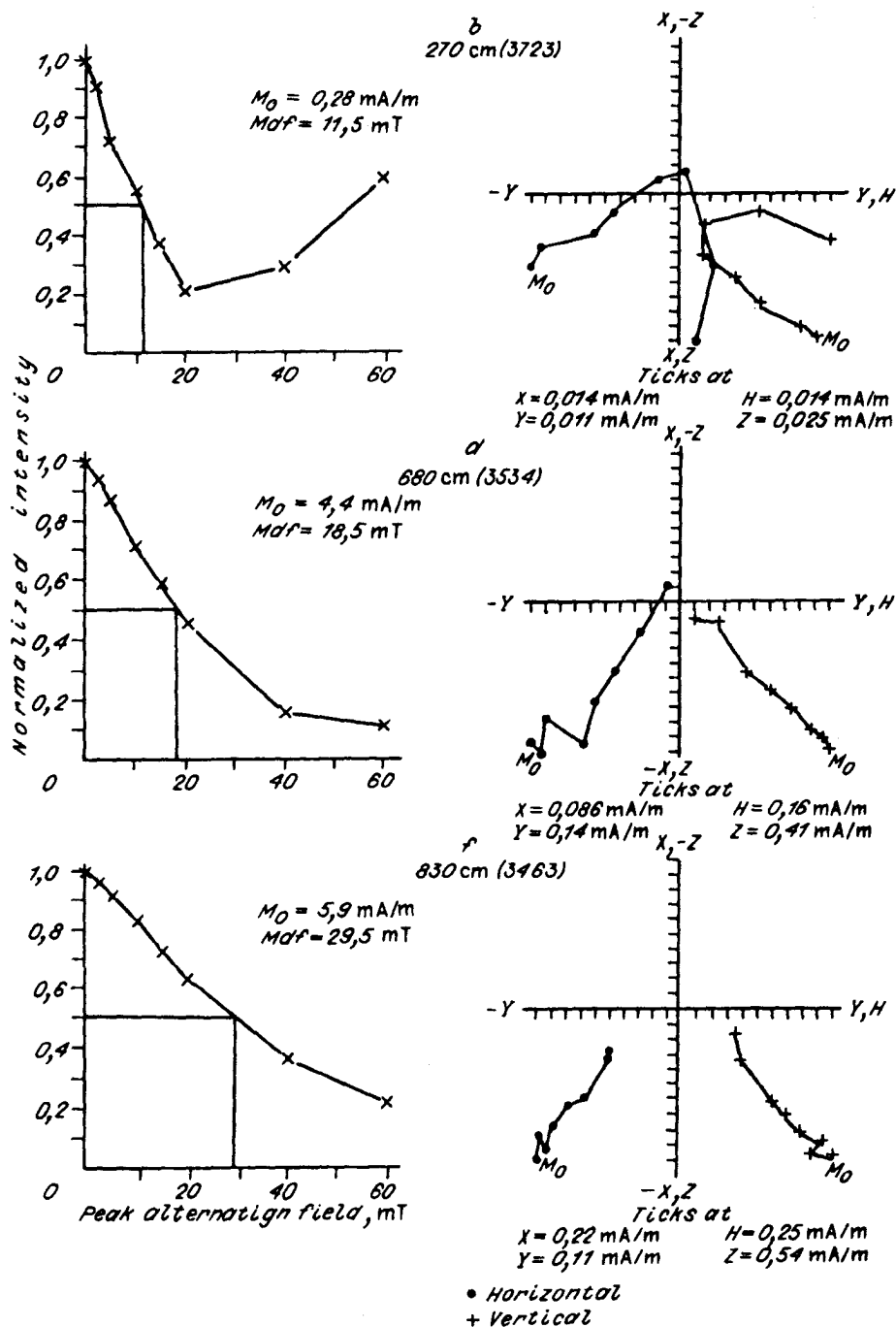
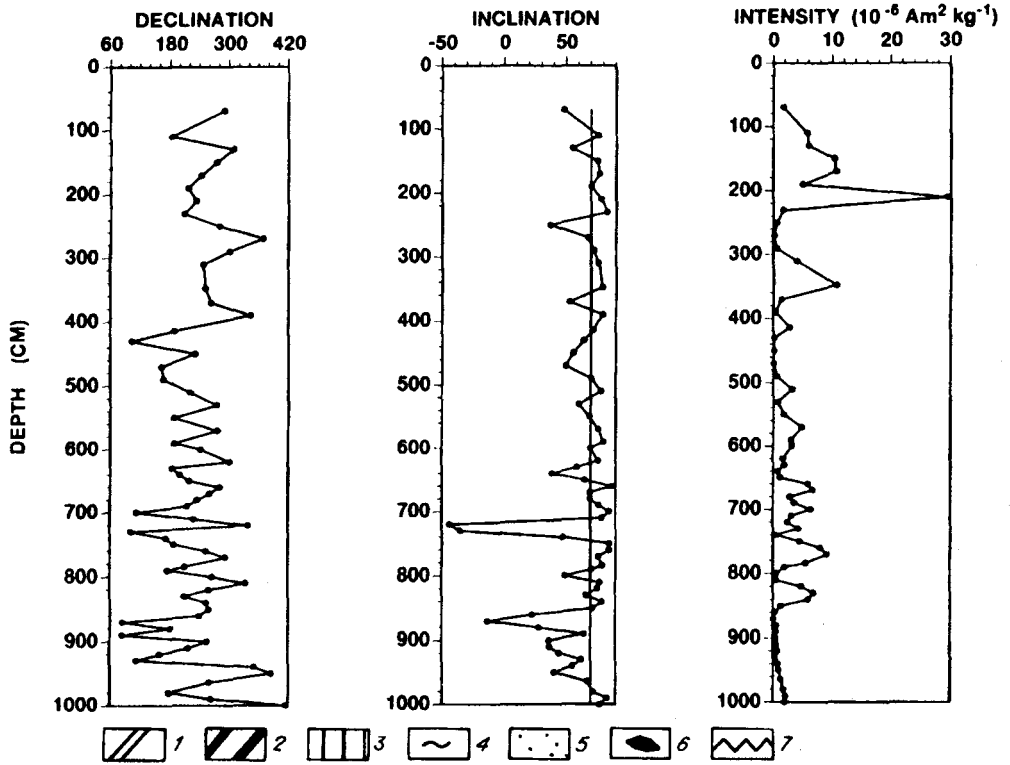


Рис. 5. Типичные графики размагничивания и диаграммы Зейдвервельда по лидирующим образцам колонки 287 (К-2), отобранной на Академическом хребте в Центральном Байкале.

Магнитные параметры, зависящие от размеров магнитных зерен, приведены на рис. 8. В голоценовых осадках магнитные частицы мельче, чем в осадках ледникового периода. Илы переходной зоны (от ледниковых к голоценовым осадкам) характеризуются относительно грубым магнитным материалом.



### Core 287 K-2



Параметры, зависящие от „магнитной минералогии” осадка, отображены на рис. 9. Полученные данные указывают на преобладание в магнитном ансамбле низкокоэрцитивных минералов (магнетит и маггемит) и на бессистемные вариации в „магнитной минералогии” между голоценовыми и ледниковыми осадками.

### Core 278 K-8

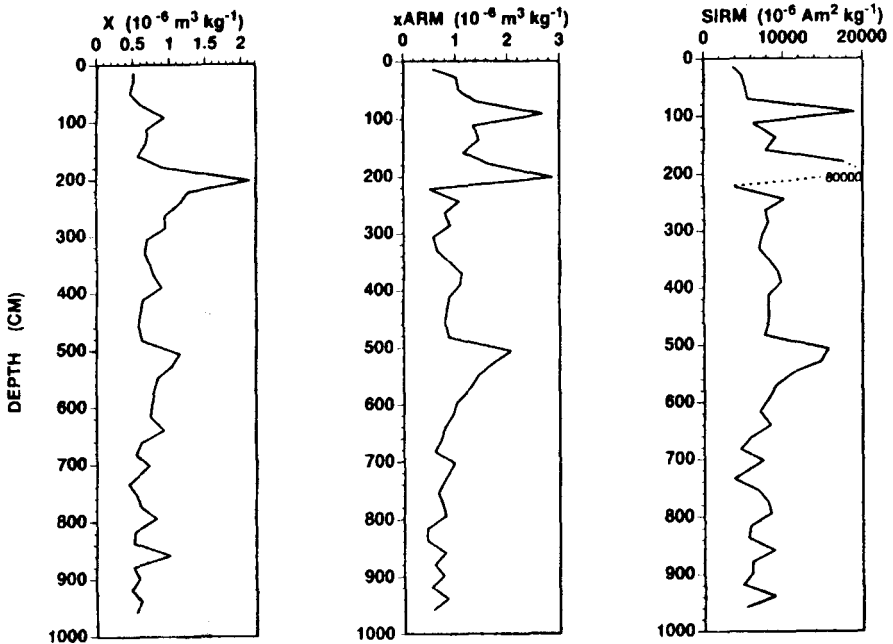


Рис. 6. Склонение, наклонение и величина вектора намагниченности, полученные по образцам колонки 287 (К-2) после размагничивания переменным магнитным полем 20,0 мТл.

Прямая линия на графике изменений наклонения соответствует ожидаемому значению наклонения поля осевого диполя. Радиоуглеродные датировки приведены по [23], литологическое описание — по [18].  
1 — диатомовые осадки, 2 — диатомиты, 3 — глина, 4 — пелиты, 5 — песок, 6 — линзы песка и гравия, 7 — граница размыва.

Результаты петромагнитных исследований образцов из колонки 287 (К-2) (Академический хребет) изображены на рис. 10—12. Параметры, зависящие от магнитной концентрации, приведены на рис. 10. Графики коррелируются между собой и указывают на низкую концентрацию магнитного вещества в богатых диатомовыми водорослями слоях (межледниковый период). Высокая концентрация магнитного вещества отмечается в слоях, бедных диатомовыми водорослями (ледниковый период). Систематической зависимости между литологией, изменениями климата и параметрами, зависящими от разме-

ра магнитных зерен, не наблюдается (рис. 11).

Магнитные параметры, отражающие изменения магнитной минералогии, приведены на рис. 12. Линия среднего значения величины  $S$  (около 0,9) иллюстрирует значительное преобладание в осадке высококоэрцитивных минералов. Систематической связи с литологией не наблюдается. График HIRM сопоставляется с литологией и близок по характеру изменений графику магнитной восприимчивости (см. рис. 10). Высокие значения HIRM отмечаются в ледниковые периоды, когда диатомовые водоросли угнетены, низкие значения — в межледниковые, богатые диатомовыми водорослями интервалы.

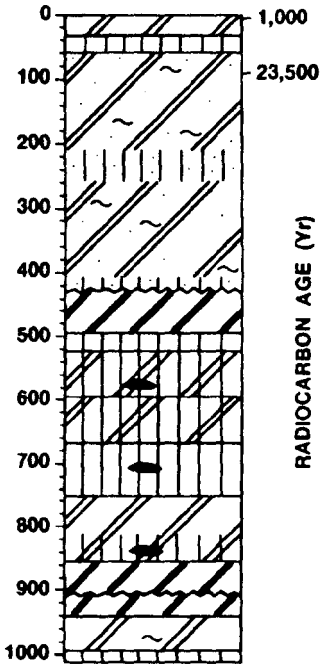
### Обсуждение результатов

Колонка 278 (К-8). Палеомагнитные параметры колонки 278 (К-8), приведенные на рис. 3 и 4, согласуются с типичной кривой вековых вариаций (SV) геомагнитного поля. Кривая SV характеризуется относительно низкоамплитудными и высокочастотными ( $10^3$  лет) флуктуациями вокруг среднего значения Земного магнитного поля. Например, наклонение (рис. 3) меняется около значения осевого диполя (для места отбора колонки  $68^\circ$ ) с максимальной амплитудой  $\pm 15^\circ$ . Отмечаемые вариации относительной палеонапряженности (см. рис. 4) также согласуются с поведением кривой SV, изученной в работах [9, 4]. Рис. 3 и 4 показыва-

Рис. 7. Вариации петромагнитных параметров, характеризующих магнитную концентрацию, с глубиной.

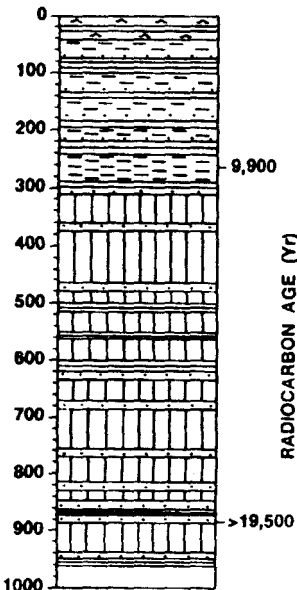
Колонка 278 (К-8), Южный бассейн оз. Байкал. Радиоуглеродные датировки и литология приведены по [10]. Литологическое описание см. на рис. 3.

### LITHOLOGY



RADIOCARBON AGE (Yr)

### LITHOLOGY



RADIOCARBON AGE (Yr)

## Core 278 K-8

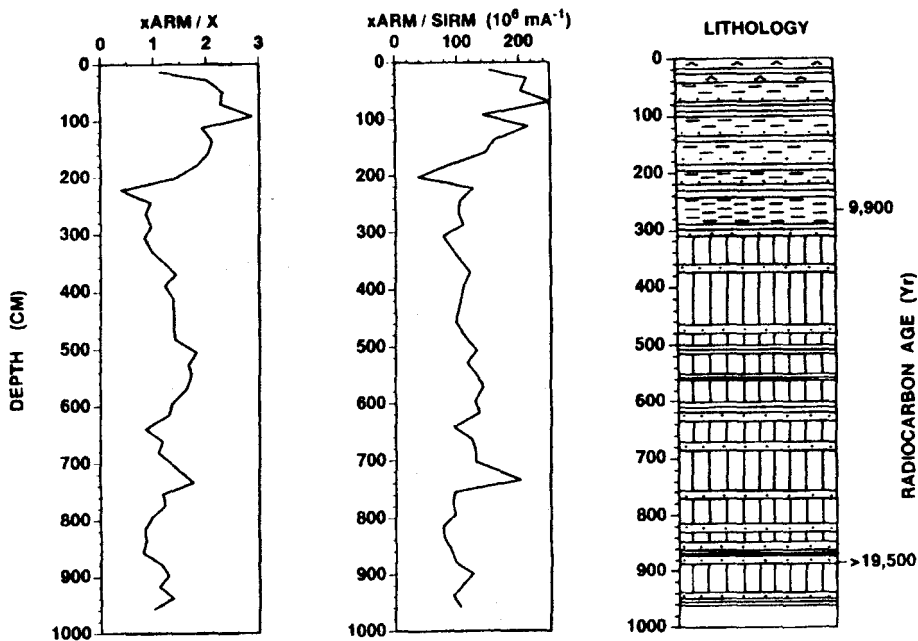


Рис. 8. Вариации петромагнитных параметров, характеризующих размер магнитных частиц, с глубиной.

Колонка 278 (К-8). Радиоуглеродные датировки и литология приведены по [10]. Литологическое описание см. на рис. 3.

ют, что осадки Южного бассейна Байкала обладают точной записью кривой SV с высоким разрешением ( $10^3$ — $10^4$  лет).

Осадки колонки 278 (К-8) осаждались быстро и содержат ряд циклов гемипелагических глин и турбидитов [10]. По петромагнитным результатам колонки 278 (К-8) (рис. 7—9) выделяются максимумы в концентрации относительно грубого магнитного материала, который маркирует переход от ледниковых к голоценовым осадкам в интервале 2—2,5 м. Наблюдается некоторая разница в магнитных свойствах голоценовых (0—2,0 м) и ледниковых осадков (2,6—9,5 м). Ферромагнитные минералы (магнетит/маггемит) преобладают в магнитном ансамбле колонки (рис. 9). Общая магнитная концентрация, характеризуемая магнитной восприимчивостью  $\chi$ , одинакова в голоценовых и ледниковых осадках (см. рис. 7). С другой стороны, концентрация магнитного вещества, выражаемая через  $\chi_{\text{ARM}}$ , SIRM,  $\chi_{\text{ARM}}/\chi$  и  $\chi_{\text{ARM}}/\text{SIRM}$ , выше в голоценовых осадках (см. рис. 7—8).

Объяснением вариаций магнитных параметров петромагнитной концентрации вещества является разубоживание либо опалом, либо карбонатом кальция. Это следствие колебания биологической продуктивности в соответствии с палеоклиматическими изменениями [4]. Биогенное разубоживание диатомовым опалом не оказывает значительного эффекта на петромагнитные параметры колонки 278 (К-8), так как концентрация опала мала в осадках ледниковых периодов и составляет только 5—15 % в осадках голоцена [10]. Таким образом, небольшая разница ледниковой и межледниковой продуктивности диатомовых водорослей в Южном бассейне Байкала, вероятно, объясняет столь незначительные вариации магнитных параметров.

Для объяснения увеличения в параметрах концентрации тонких ферромагнитных зерен в осадках голоцена можно предложить две гипотезы. Первая

Core 278 K-8

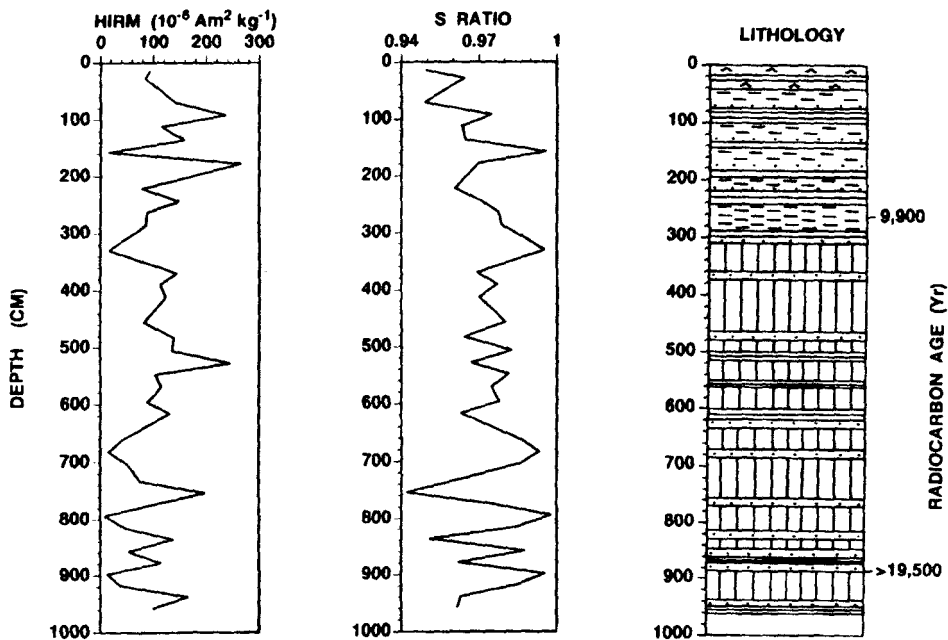


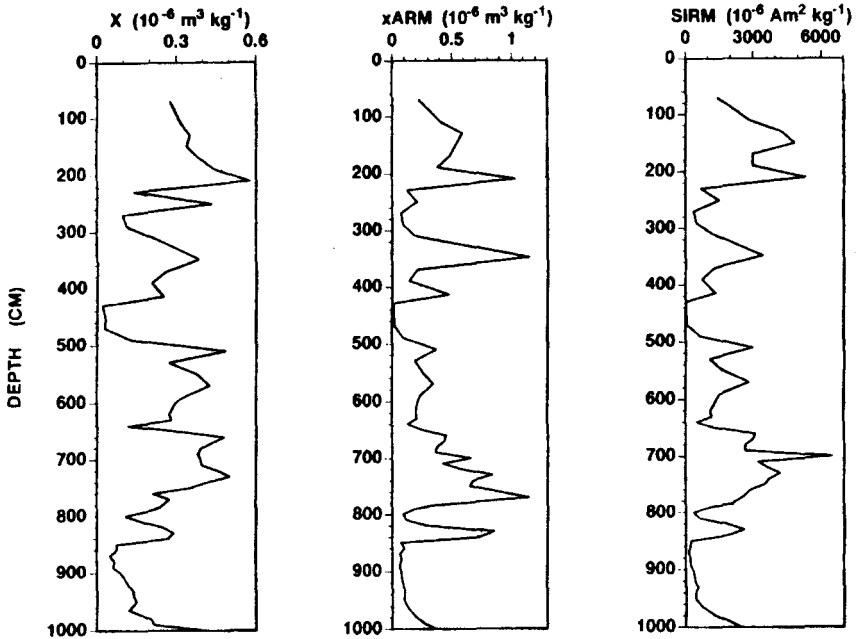
Рис. 9. Вариации петромагнитных параметров, характеризующих магнитную минералогию, с глубиной.

Колонка 278 (К-8). Радиоуглеродные датировки и литология приведены по [10]. Литологическое описание см. на рис. 3.

объясняет это увеличением характером отложений, образующихся при эрозии почвы в течение межледниковых интервалов. Обычно почвы умеренного климата лучше развиваются в течение межледниковых интервалов (подтверждение тому последовательность — палеопочв и лессов в Центральном Китае). Хорошо развитые почвы умеренного климата часто характеризуются более высокими магнитными параметрами [7, 11]. Такое увеличение объясняется повышенной концентрацией ферромагнитного материала горизонтов А и В. Кроме повышенной концентрации магнитного материала, горизонт А часто содержит более тонкий магнитный материал [11—13]. Если голоценовые почвы на водоразделах вокруг Байкала развиты лучше (т. е. имеют повышенные магнитные характеристики), чем почвы ледникового периода, то под действием эрозии почв тонкозернистый ферромагнитный материал станет вымываться в озерные осадки в течение межледниковья. Повышенные скорости почвенной эрозии могут быть обусловлены повышенным уровнем выпадения осадков на водоразделе.

Вторая гипотеза для объяснения наблюдаемых вариаций рассматривает процессы, протекающие после осаждения частиц в условиях с разным содержанием кислорода (от субоксидных до условий с нехваткой кислорода (аноксидных)). При восстановительных условиях во время диагенеза магнетит ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ) может обратиться в пирит ( $\text{FeS}_2$ ) [14]. При таком восстановительном процессе может происходить увеличение размеров магнитных частиц с глубиной, так как процесс чаще затрагивает маленькие магнетитовые частицы с высоким соотношением поверхность/объем [15]. Обычно восстановительный диагенез приводит к уменьшению параметров магнитной концентрации с глубиной ( $\text{FeS}_2$  — немагнетит). Такого уменьшения в колонке 278 (К-8) не отмечается. Существует еще предположение, что тонкозернистый магнетит продуцируется магнитотактическими бактериями [16, 17] в условиях недостатка кислорода. Вид вариаций, наблюдаемых в колонке 278 (К-8), предпо-

Core 287 K-2



лагает, что в голоцене существовали условия с нехваткой кислорода, а в ледниковый период — окислительные условия. Слабой стороной такого объяснения является недостаточность доказательств в пользу восстановитель-

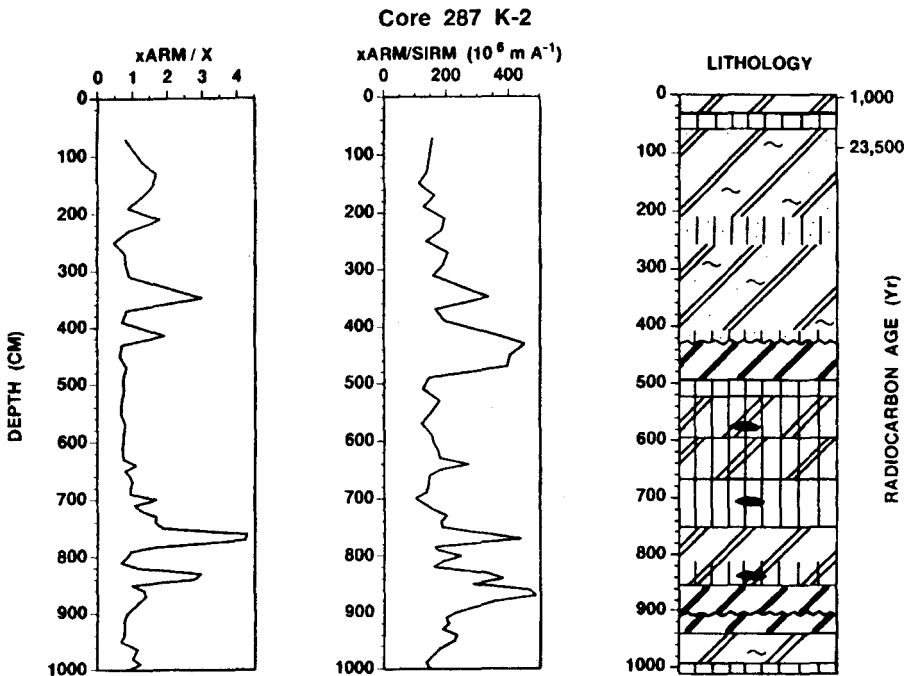


Рис. 11. Вариации петромагнитных параметров, характеризующих размер магнитных частиц, с глубиной.

Колонка 287 (K-2). Радиоуглеродные датировки приведены по [23], литология — по [18]. Литологическое описание см. на рис. 6.

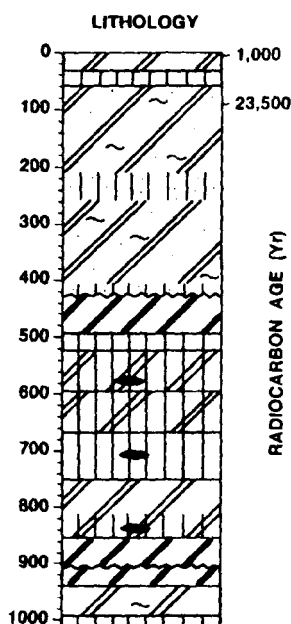


Рис. 10. Вариации петромагнитных параметров, характеризующих магнитную концентрацию, с глубиной.

Колонка 287 (К-2), Академический хребет. Радиоуглеродные датировки приведены по [23], литология приведена по [18]. Литологическое описание см. на рис. 6.

ного характера диагенеза. Пока более вероятной остается гипотеза, связывающая вариации магнитных параметров с процессами почвенной эрозии.

Петромагнитные данные по колонке 278 (К-8) показывают, что осадконакопление первично контролировалось речными процессами как в течение ледниковых, так и межледниковых периодов. Основные магнитные характеристики, полученные для ледникового—межледникового перехода, показывают, что ускоренное осаждение грубого материала происходило в конце ледникового периода. Эпизодический снос более крупных частиц вниз по склону является важным механизмом транспортировки для конца ледникового периода. Преобладание ферромагнитных минералов в это время дает основание предполагать, что почвы

являются главным источником сноса осадков и что эрозия почвы и речная транспортировка осадка — основные составляющие в процессе осадконакопления. Увеличение в голоценовых осадках тонкого магнитного материала указывает на более интенсивное развитие почв в межледниковье. Почвенная эрозия была, вероятно, ускоренной в это же время.

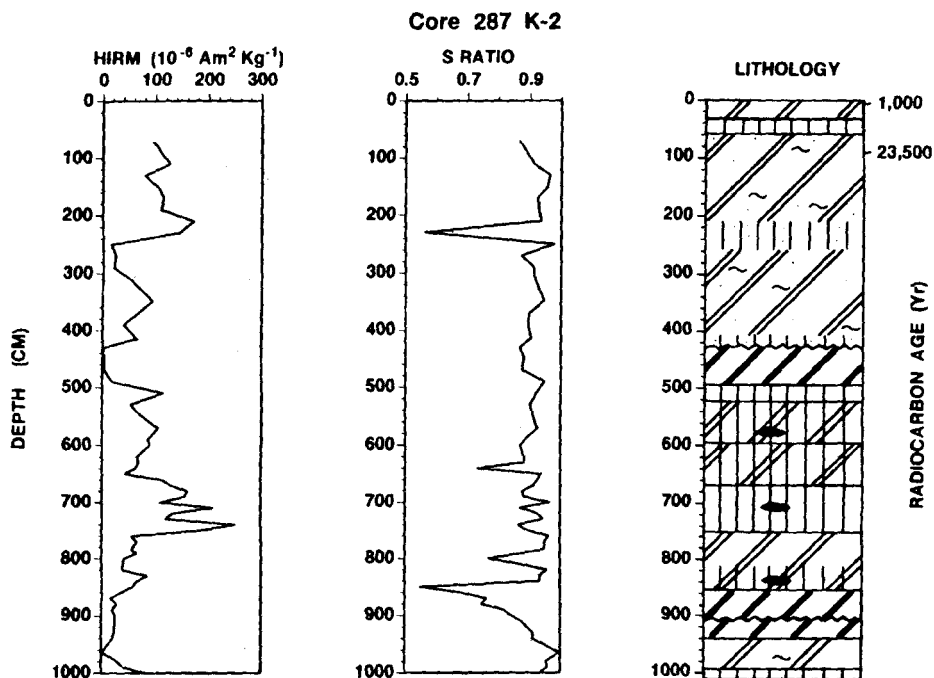
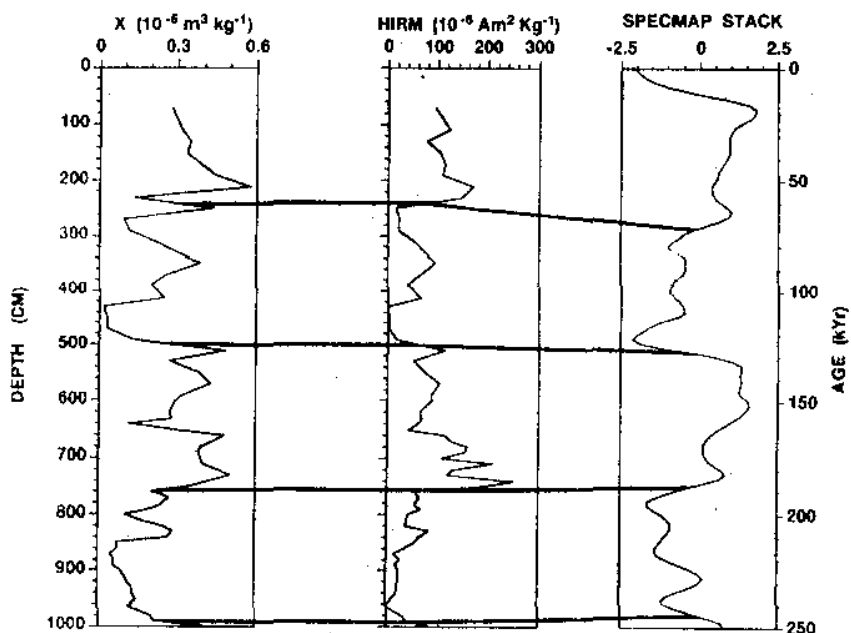


Рис. 12. Вариации петромагнитных параметров, характеризующих магнитную минералогию, с глубиной.

Колонка 278 (К-2). Радиоуглеродные датировки приведены по [23], литология — по [18]. Литологическое описание см. на рис. 6.



Колонка 287 (К-2). Распределение палеомагнитных параметров колонки 287 (К-2) соответствует длиннопериодным вариациям земного магнитного поля (см. рис. 6). Отмечаются пониженные, по сравнению с колонкой 278 (К-8), скорости осадконакопления. Кроме вековых вариаций SV в колонке 287 (К-2) зафиксировано два экскурса земного магнитного поля. Экскурсы значительно отличаются от средних ожидаемых значений по колонке, но слишком коротки, чтобы определить их как смену полярности. Для подтверждения выделенных экскурсов необходимо изучение дополнительных колонок.

Осадки на Академическом хребте характеризуются циклами диатомового ила и озерно-ледниковых глин, которые соответствуют и представляют межледниковые и ледниковые периоды [18]. Магнитные параметры (см. рис. 10) строго подчинены биогенному разубоживанию диатомовым опалом, потому что диатомовые водоросли в десять раз продуктивнее в межледниковые периоды, чем в ледниковые (J. P. Bradbury, U.S.G.S., письменное коммюнике, 1992). Ледниковые интервалы характеризуются высокими значениями параметров магнитной концентрации, тогда как межледниковые — низкими. Магнитные параметры, зависящие от размера частиц (см. рис. 11), не обнаруживают каких-либо систематических изменений между ледниковыми и межледниковыми циклами. Параметры, зависящие от минералогии (см. рис. 12), указывают на то, что количество высококоэрцитивного магнитного материала (гематит/гетит), характеризуемого пониженными значениями параметра  $S$ , выше в колонке 287, чем в 278. Параметр HIRM указывает на то, что высококоэрцитивные магнитные минералы (гематит/гетит) поставлялись на Академический хребет, главным образом, в течение ледниковых периодов.

Колонка 287 (К-2) была отобрана на естественной возвышенности в Центральной части озера и тем самым изолирована от непосредственного влияния речного переноса осадков и сноса со склонов. В этом случае скорость осадконакопления уменьшается, а влияние золотого переноса становится более ощутимым. Предыдущие исследования [2, 3, 19] показали, что параметр HIRM является прекрасным индикатором золотого осадконакопления. Высококоэрцитивные магнитные минералы (гематит/гетит), характеризуемые параметром HIRM, обычно присутствуют в виде пятен на зернах [19]. Мы интерпретируем вариации HIRM в нижней части колонки как указание на максимальный золотой перенос в течение ледниковых периодов и минимальный — в межледниковье. Такая интерпретация подразумевает, что в

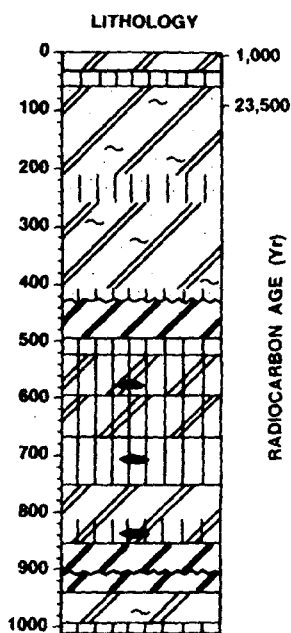


Рис. 13. Качественная корреляция магнитной восприимчивости, параметра HIRM и кривой вариаций изотопов кислорода СПЕСМАР.

Непрерывная линия сочиняет ледниковые—межледниковые переходы. Кривая СПЕСМАР приведена по [21], радиоуглеродные датировки — по [23], литология — по [18]. Литологическое описание см. на рис. 6.

Байкальском регионе во время ледниковых периодов существовали более аридные условия.

Отмечаемые соотношения ледниковых—межледниковых циклов и вариаций в петромагнитных параметрах  $\chi$  и HIRM позволяют оценить возраст осадков Академического хребта сравнением этих вариаций с кривой вариаций изотопов кислорода. Такой подход подобен использованному Куклой [20] для определения возраста китайских лессов и почв. Допускается, что осадки Академического хребта регистрируют глобальный палеоклиматический сигнал, который одновременно регистрировался китайскими лессами и глобальной записью объема льда (изотопной кислородной кривой СПЕСМАР) [21]. Петромагнитная стратиграфия колонки 287 (К-2) и кривая СПЕСМАР приведены на рис. 13. Оценки возраста, полученные сопоставлением кривых, вынесены в таблицу.

Таким образом, после оценки возраста осадков, полученной по петромагнитным данным, мы можем попытаться проанализировать два экскурса, обнаруженных по палеомагнитным параметрам колонки 287 (К-2). Возраст их оценивается приблизительно в 180 000 лет для экскурса, выделяемого на глубине 710—740 см и 215 000 лет — на 810—890 см. Согласно нашему подходу, первый экскурс расположен в стадии 6 кривой вариаций изотопов кислорода, а второй — в стадии 7. Для экскурсов эпохи Брюнес принята шкала Петровой и Поспеловой [22]. Если петромагнитный метод датирования

Та б л и ц а . Оценка возраста и скоростей осадконакопления на Академическом хребте (колонка 287 (К-2))

Глубина, см	Радиоуглеродный возраст, годы	Возраст по петромагнитным данным	Интервалы глубин, см	Оценка скоростей осадконакопления, мм/год
5	1000		0—5 Голоцен	0,050
40*	10000*		0—40 «	0,040
90	23500		5—40 «	0,039
240		72500	40—90 Ледниковый интервал	0,03
500		127 500	40—240 То же	0,032
758		187 500	240—500 Межледниковый интервал	0,047
988		243 750	500—758 Ледниковый интервал	0,043
			758—988 Межледниковый интервал	0,041

\* Цифра получена по двум радиоуглеродным датировкам.

Пр и м е ч а н и е . Данные радиоуглеродного метода приведены из работы [23]. Возрастные определения, находящиеся за пределами возможности радиоуглеродного метода, получены посредством корреляции петромагнитных параметров с кислородной кривой СПЕСМАР (см. рис. 13).



верен, то экскурсии колонки 287 (К-2) соответствуют экскурсам Бива-1 и Ямайка [22]. С другой стороны, если их отнести к экскурсу Блейк (около 110 000 лет), то наше датирование не корректно. Для проверки обоснованности такого подхода требуются дальнейшие палеомагнитные, петромагнитные и палеоклиматические исследования (изучение диатомовых водорослей, пыльцы и изотопный анализ) на Академическом хребте.

Мы выражаем признательность Стиву Колману и Полу Херну из Геологической службы США за поддержку данного проекта и полезную дискуссию. Мы признательны Дагу Вильямсу за доставку образцов и полезную дискуссию. Мы признательны Анатолию Яковлевичу Кравчинскому за предоставление возможности использовать образцы и инициирование магнитных исследований осадков озера Байкал. Мы особо признательны А. Н. Житкову за отбор образцов. Работа финансировалась за счет NSF, грант EAR-9119537.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Lake Baikal Paleoclimate Project Members. Initial results of U.S.-Soviet paleoclimate study of Lake Baikal, EOS, 1992, v. 73, p. 457—462.
2. Robinson S. G. The Pleistocene palaeoclimatic record of North Atlantic deep-sea sediments revealed by mineral-magnetic measurements // Phys. Earth Planet. Inter., 1986, v. 42, p. 22—47.
3. Bloemendal J., Lamb B., King J. Paleoenvironmental implications of rock-magnetic properties of late Quaternary sediments cores from the eastern Equatorial Atlantic // Paleoceanography, 1988, v. 3, p. 61—87.
4. King J. W., Channell J. E. T. Sedimentary magnetism, environmental magnetism, and magnetostratigraphy // Rev. Geophys., Supp., 1991, p. 358—370.
5. King J. W., Banerjee S. K., Marvin J., Ozdemir O. A comparison of different magnetic methods for determining the relative grain size of magnetite in natural materials: some results from lake sediments // Earth and Planet. Sci. Lett., 1982, v. 59, p. 404—419.
6. Maher B. A. Magnetic properties of some synthetic sub-micron magnetites // Geophys. J., 1988, v. 94, p. 83—96.
7. Thompson R., Oldfield F. Environmental Magnetism. London, Allen & Unwin, 1986, 227 p.
8. Zijderveld J. D. A. A. C. demagnetization of rocks: analysis of results // Methods in Paleomagnetism, Proceedings of the NATO Advanced Study Institute on Paleomagnetic Methods, Amsterdam, Elsevier, 1967, p.254—286.
9. King J.W., Banerjee S.K., Marvin J. A new rock magnetic approach to selecting sediments for geomagnetic paleointensity studies: application to paleointensity for the last 4000 years // J. Geophys. Res., 1983, v. 8, p. 5911—5921.
10. Granina L. Z., Karabanov E. B., Shimaraeva M. K. et. al. Biogenic silica of Baikal bottom sediments used for paleoreconstructions // International Project on Paleolimnology and Late Cenozoic Climate, 1992, № 6, p. 52—59.
11. Ozdemir O., Banerjee S. K. A preliminary magnetic study of soil samples from westcentral Minnesota // Earth Planet. Sci. Lett., 1982, v. 59, p. 383—403.
12. Zhou L. P., Oldfield F., Wintle A.G. et al. Partly pedogenic origin of magnetic variations in Chinese loess // Nature, 1990, v. 346, p. 737—739.
13. Maher B.A., Thompson R. Mineral magnetic record of the Chinese loess and Paleosoils // Geology, 1991, v. 19, p. 3—6.
14. Karin R., Levi S. Diagenesis of magnetic minerals in recent hemipelagic sediments // Nature, 1983, v. 303, p. 327—330.
15. Karlin R. Magnetite diagenesis in marine sediments from the Oregon Continental Margin // J. Geophys. Res., 1990, v. 95, p. 4405—4419.
16. Stolz J.F., Lovely D.R., Haggerty S.E. Biogenic magnetite and the magnetization of sediments // J. Geophys., 1990, v. 95, p. 4355—4362.
17. Karlin R., Lyle M., Heath G.R. Authigenic magnetite formation in suboxic marine sediments // Nature, 1987, v. 326, p. 490—493.
18. Karabanov E., Bezrukova E., Granina L. et. al. Climatic sedimentation rhythms of Baikal sediments // International Project on Paleolimnology and Late Cenozoic Climate, 1992, № 6, pp. 21—30.
19. Doh S.-J., King J. W., Leinen M. A rock-magnetic study of giant piston core LL44-GPC3 from the Central North Pacific and its paleoceanographic implications // Paleoceanography, 1988, v. 3, p. 89—111.
20. Kukla G., Heller B., Liu X.M. et al. Pleistocene climates in China dated by magnetic susceptibility // Geology, 1988, v. 72, p. 811—814.
21. Imbrie J., Hayes J. D., Martinson D. G. et al. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine  $\delta^{18}O$  record // Milankovitch and Climate. Part I, Boston, Reidel, Dordrecht, 1984, p. 164—395.
22. Petrova G. N., Pospelova G. A. Excursions of the magnetic field during the Brunhes chron // Physics of the Earth and Planetary Interiors, 1990, v. 63, p. 135—143.
23. Colman S.M., Kupstov V.M., Jones G.A., Carter S.J. Radiocarbon dating of Lake Baikal sediments: a progress report // Геология и геофизика, 1993, т. 34, № 10—11.

Поступила в редакцию 16 марта 1993 г.

J. W. King, J. Pek, P. Ganguemi, and V. A. Kravchinsky  
PALEOMAGNETIC AND PETROMAGNETIC STUDIES  
OF SEDIMENTS OF LAKE BAIKAL

Paleomagnetic and rock-magnetic measurements have been completed on two 9–10 m long cores from Lake Baikal. These measurements are used for paleoenvironmental interpretation and to estimate the age of Lake Baikal sediments.

Core 278 (K-8) from the southern basin displays secular variation behavior only, indicating an age of 103–104 years. The concentration of fine-grained ferrimagnetic sediment suggests that soils are the major sediment source and that soil development is accelerated during the Holocene interglacial. Fluvial transport from the soil source region and episodic downslope transport within the lake are important depositional processes at this site. A pulse of rapidly deposited, coarser sediment occurred during deglaciation.

Core 287 (K-2) from Academician Ridge displays both secular variation behavior and two magnetic excursions. We infer the excursions to represent the Biwa-I and Jamaica although measurements from additional cores are required for confirmation. Magnetic concentration parameters indicate dilution by diatom opal during the more productive interglacial periods. Magnetic mineralogy variations downcore indicate maximum eolian transport during glacial-interglacial cycles and variations in magnetic concentration and mineralogy is used to estimate the age of the sediments on Academician Ridge. This method involves correlating the rock-magnetic stratigraphy to the global ice volume record as represented by SPECMAP.

*Baikal Lake, paleomagnetism, rock-magnetic parameters, glacial period, interglacial period, magnetic susceptibility.*

---