

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ПАЛЕОГЕН-НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОМСКОЙ ВПАДИНЫ (юг Западной Сибири)

З.Н. Гнибиденко, А.В. Левичева, Н.Н. Семаков

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

Приводятся результаты детальных палеомагнитных исследований континентальных палеоген-неогеновых отложений, вскрытых скв. 8, пробуренной в юго-западной части Западной Сибири (Русско-Полянский район, Омская область) на границе с Казахстаном. Полученные ранее биостратиграфические данные свидетельствуют о том, что исследуемые отложения образовались во временном интервале от рупеля до русциния. По результатам ступенчатого терморазмагничивания и размагничивания переменным магнитным полем выполнен компонентный анализ естественной остаточной намагниченности (ChRM). Разработанный палеомагнитный разрез, охватывающий семь региональных горизонтов и одноименных свит олигоцена — атлымскую, новомихайловскую, журавскую и неогена — абросимовскую, бещеульскую, таволжанскую и новостаничную, сопоставлен со шкалой полярности кайнозоя Западно-Сибирской плиты. Это позволило оценить полноту геологического разреза континентальных отложений палеогена и неогена скв. 8 и зафиксировать выпадение из магнитостратиграфического разреза отдельных магнитозон и их фрагментов, для некоторых интервалов — в абсолютном летоисчислении. Сопоставление показало, что магнитостратиграфический разрез изученных отложений бортовой части Омской впадины является сокращенным примерно вдвое по сравнению с таковым центральной части этой впадины.

Палеомагнетизм, магнитостратиграфия, ортозона, инверсия, олигоцен, неоген, юго-запад Западной Сибири.

PALEOMAGNETISM OF THE PALEOGENE–NEOGENE CONTINENTAL SEDIMENTS OF THE OM' BASIN (southern West Siberia)

Z.N. Gnibidenko, A.V. Levicheva, and N.N. Semakov

The paper presents the results of detailed paleomagnetic studies of the Paleogene–Neogene continental sediments stripped by borehole 8 in southwestern West Siberia (Russkaya Polyana district, Omsk Region), near the Kazakhstan frontier. According to the previous biostratigraphic data, the sediments under study formed from Rupelian to Ruscianian. The results of stepwise thermal demagnetization and alternating-field demagnetization were used to carry out a component analysis of natural remanent magnetization, which revealed characteristic (primary) remanent magnetization (ChRM). The compiled paleomagnetic section, which includes seven regional horizons and same-named formations (Oligocene Atlym, Novomikhailovka, and Zhuravka Formations and Neogene Abrosimovka, Beshcheul, Tavolzhana, and Novaya Stanitsa Formations), was compared with the Cenozoic polarity scale for the West Siberian Plate. This made it possible to assess the completeness of the geologic section of Paleogene and Neogene continental sediments in borehole 8 and to record the magnetozones and their fragments missing from the magnetostratigraphic section (for some intervals, in absolute chronology). The comparison shows that the magnetostratigraphic section of the studied sediments at the edges of the Om' basin is approximately twice shorter than that of the basin center.

Paleomagnetism, magnetostratigraphy, orthozone, reversal, Oligocene, Neogene, southwestern West Siberia

ВВЕДЕНИЕ

Предлагаемая публикация является очередной в серии статей, посвященных палеомагнетизму и магнитостратиграфии кайнозоя Западно-Сибирской плиты (ЗСП) и использованию палеомагнитных данных для решения практических задач геологии и геофизики. Целью исследования является разработка магнитостратиграфического разреза континентальных палеоген-неогеновых отложений южной бортовой части Омского прогиба по керну скважины на основе комплексных данных и применение шкалы магнитной полярности кайнозоя ЗСП [Гнибиденко, 2006а] в качестве инструмента для анализа полноты геологического разреза, масштаба размывов и перерывов в скв. 8 по полученной палеомагнитной запи-

Рис. 1. Западно-Сибирская плита и местоположение скв. 8.

1 — Омская впадина, 2 — скв. 8, 3 — граница Западно-Сибирской плиты.



си в комплексе с геолого-стратиграфическими и палеонтологическими данными.

Исследуемая скважина пробурена в Русско-Полянском районе на южном крыле Омского прогиба на границе Северо-Казахстанской моноклинали и Западно-Сибирской плиты ($\varphi = 53^{\circ}31' \text{ с. ш.}$, $\lambda = 73^{\circ}34' \text{ в. д.}$) (рис. 1). Отложения, вскрытые скважиной, представляют несомненный интерес, поскольку отражают строение бортовой, а не центральной части Омской впадины. В целом геологический разрез этой территории представлен морскими и континентальными мезокайнозойскими отложениями, образующими платформенный чехол, залегающий на размытой поверхности доюрских образований. Скважина пересекла почти 600-метровую толщу мезокайнозойских отложений и остановлена на глубине 593 м в нижнемеловых отложениях покурского горизонта. Палеомагнитному изучению была подвергнута вся континентальная толща палеоген-неогеновых и плейстоценовых отложений, вскрытых скважиной в пределах глубин 106.4—0.6 м. Геолого-биостратиграфические исследования этих отложений опубликованы в статье З.Н. Гнибиденко с соавторами [2011]. В предлагаемой публикации приводится палеомагнитная фактура магнитостратиграфического разреза — определение магнитных минералов-носителей намагниченности, установление природы естественной остаточной намагниченности исследуемых пород, доказательство достоверности полученных в результате выполненного изучения палеомагнитных данных, построение палеомагнитного и магнитостратиграфического разрезов, сопоставление разработанного разреза со шкалой полярности кайнозоя Западно-Сибирской плиты [Гнибиденко, 2006а,б, 2007; Гнибиденко, Семаков, 2009], а также оценка полноты разреза континентальных палеоген-неогеновых отложений скв. 8 и установление масштаба размывов и перерывов, для некоторых интервалов — в абсолютном летоисчислении. Это сопоставление показало, что магнитостратиграфический разрез изученных отложений бортовой части Омской впадины является сокращенным примерно вдвое по сравнению с таковым центральной части этой впадины.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ

Отложения южной бортовой части Омской впадины, вскрытые скв. 8, представлены атлымским, новомихайловским, журавским, абросимовским, бещеульским и новостаничным горизонтами и одноименными им свитами, а также красnodубровской свитой. Кратко остановимся на геолого-биостратиграфической характеристике этих отложений.

Атлымский горизонт — исылкульская свита (мощность 10 м, глубина 106.4—96.4 м), непосредственно залегающая на размытой поверхности морских глин тавдинской свиты верхнего эоцена, представлена толщей алевритов, переслаивающихся с глинами, песками и редкими прослойками бурых углей. В отложениях этой свиты в скважине О.Б. Кузьминой установлен спорово-пыльцевой комплекс, характерный для новомихайловского горизонта и сопоставимый с комплексом региональной палинозоны Западной Сибири *Betula gracilis* — *Juglans sieboldianiformis* [Унифицированные..., 2001], что позволяет датировать отложения ранним олигоценом. Согласно этим данным, из разреза выпадают отложения нижней части нижнего олигоцена: палинозоны *Pinaceae* — *Quercus graciliformis* и *Pinaceae* — *Carua sprackmanii*, с которых обычно начинается разрез континентальных озерных отложений раннего олигоцена [Гнибиденко и др., 2011]. Новомихайловский горизонт — новомихайловская свита (мощность 26.6 м, глубина 96.4—69.8 м) залегает с размывом на исылкульской свите и представлена алевритами и глинами с редкими прослойками бурых углей. Спорово-пыльцевой комплекс новомихайловской свиты, выделенный О.Б. Кузьминой в отложениях исследуемой скважины, сопоставим с комплексом палинозоны *Betula gracilis* — *Juglans sieboldianiformis*, установленным в Западной Сибири для новомихайловского горизонта [Унифицированные..., 2001]. Эти данные позволяют сделать вывод, что верхняя часть новомихайловской свиты размывта. Возраст отложений — ранний олигоцен. Для новомихайловской свиты в этой скважине (интервал 98—84 м) В.П. Никитиным [2006] установлен семенной комплекс, относящийся к тургайскому флористическому этапу и ранненовомихайловскому флористическому уровню (начало новомихайловского времени, низы позднего рюпеля). Далее с локальным размывом залегают алевриты,

глины и пески журавского горизонта — журавской свиты (мощность 13.2 м, глубина 69.8—56.6 м). В скважине в отложениях этой свиты установлен спорово-пыльцевой комплекс (определения О.Б. Кузьминой), сопоставимый с комплексом региональной палинозоны *Fagus grandifoliiformis* — *Pterocarya stenopteroides*, выделенной для журавского горизонта Западной Сибири. Возраст отложений — поздний олигоцен (хатт). На отложениях журавской свиты с локальным размывом залегают неогеновые отложения (мощность 43.2 м, глубина 56.6—13.4 м), представленные абросимовской, бещеульской, таволжанской и новостаничной свитами. Абросимовская свита мощностью 6.6 м (глубина 56.6—50 м) сложена глинами и алевритами с прослоями песков и редкими прослоями бурых углей. Богатый спорово-пыльцевой комплекс, установленный О.Б. Кузьминой [Гнибиденко и др., 2011] в отложениях этой свиты, по видам-индексам сопоставим с региональной палинозой *Quercus sibirica* — *Ulmus crassa* Западной Сибири, выделенной на уровне абросимовского горизонта. Возраст осадков раннемиоценовый. Согласно этим данным, из разреза выпадает нижняя часть абросимовского горизонта. Об этом же свидетельствуют данные В.П. Никитина [Гнибиденко и др., 2011]. Им из растительного детрита (55.5—50.3 м) выделен флористический комплекс, относящийся к послетургайскому этапу и каськовскому флористическому уровню (лангйский ярус). Бещеульская свита (мощность 8.5 м, глубина 50.0—41.5 м), представленная алевритами с прослоями песков и глин, залегают на размывтой поверхности абросимовской свиты. Выделенный О.Б. Кузьминой в отложениях этой свиты [Гнибиденко и др., 2011] спорово-пыльцевой комплекс характерен для региональной палинозоны *Alnus-Polypodiaceae*, установленной в Западной Сибири на уровне бещеульского горизонта. Возраст отложений оценивается как ранний—средний миоцен. Таволжанская свита (мощность 10.3 м, глубина 41.5—31.2 м) сложена глинами и глинистыми алевритами. Новостаничная свита (мощность 17.8 м, глубина 31.2—13.4 м) представлена глинистой толщей с карбонатными конкрециями. По составу спор и пыльцы, выделенных в этой свите, возраст отложений установлен как поздний миоцен. Венчает разрез краснодубровская свита (мощность 12.8 м, глубина 13.4—0.6 м), сложенная карбонатными суглинками и глинами.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ И АППАРАТУРА

Отбор ориентированных «верх-низ» шtuффов из керна скв. 8 производился непосредственно в процессе ее бурения. Образцы-кубики вырезались из центральной части керна во избежание нарушения его целостности, которое бывает иногда вблизи стенок буровых труб, и так, чтобы ось Z была направлена по оси керна вниз (скважина вертикальная), а направления горизонтальных осей X и Y произвольны. Всего из исследуемых отложений было отобрано 185 образцов-кубиков, представляющих 81 временной стратиграфический уровень. Каждый стратиграфический уровень охарактеризован 2—3 образцами-кубиками. Плотность отбора образцов составляла 0.5—1.0—1.5 м. Методика палеомагнитных исследований общепринятая [Палеомагнитология, 1982; Молостовский, Храмов, 1997].

Для лабораторных исследований использовались спин-магнитометры JR-4, JR-6A, установки для терморазмагничивания TD48 и для размагничивания переменным магнитным полем LDA-3A, электромагнит постоянного поля 5-Р (снятие кривых нормального намагничивания $J_r(H)$ с последующими определениями остаточной намагниченности насыщения (J_r), полей намагниченности насыщения (H_s) и разрушающих полей насыщения (H_{cr}). Магнитная восприимчивость (χ) измерялась на каппа-метре KLY-2.

Для установления компонентного состава естественной остаточной намагниченности (J_n , ЕОН) образцы пород были подвергнуты ступенчатому терморазмагничиванию и размагничиванию переменным магнитным полем. Из всех исследуемых образцов скважины была выделена лидирующая коллекция (~ 10—12 % образцов) для получения полных кривых терморазмагничивания и размагничивания переменным магнитным полем. Затем на основе анализа данных была выбрана температура и переменное магнитное поле одноактной чистки для всех остальных образцов коллекции. При размагничивании была выделена характеристическая (первичная) компонента с использованием диаграмм Зийдервельда [Zijderveld, 1967], алгоритмов Киршвинка [Kirchvink, 1980] и программ Енкина [Enkin, 1994]. В результате магнитных чисток величина ЕОН в исследуемых образцах уменьшилась на 10—20, иногда на 50 %; наклонение I в некоторых случаях уменьшалось, в некоторых — увеличивалось.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Магнитные свойства пород. Все исследуемые палеоген-неогеновые и плейстоценовые континентальные отложения скважины относятся к классу слабомагнитных пород и по магнитным свойствам неоднородны (таблица). Магнитная восприимчивость пород изменяется в пределах $(2.8—39.3) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ (при средних значениях по свитам $(5.3—38.3) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ). Величина естественной остаточной намагниченности варьирует от 0.1 до 37.1 мА/м (при средних значениях по свитам — 0.3—21.0 мА/м). Анализ таблицы магнитных свойств показывает, что породы краснодубровской свиты плейстоцена имеют высокие магнитные параметры (χ , ЕОН) по сравнению с породами других более древних свит (см. таблицу).

Магнитные характеристики континентальных палеоген-неогеновых отложений (скв. 8)

Свита (порода)	N (n)	χ , 10^{-5} ед. СИ	J_n , мА/м	Q_n , ср.
Краснодубровская (глины, суглинки)	4 (12)	$\frac{37.4-39.3}{38.3}$	$\frac{4.9-37.1}{21.0}$	1.10
Новостаничная (глины)	6 (18)	$\frac{14.3-23.7}{19.0}$	$\frac{0.2-0.5}{0.3}$	0.03
Таволжанская (глины, алевриты)	9 (27)	$\frac{9.6-20.1}{14.8}$	$\frac{0.1-1.5}{0.81}$	0.11
Бещеульская (алевриты)	8 (17)	$\frac{3.9-11.4}{7.7}$	$\frac{0.1-0.6}{0.3}$	0.09
Абросимовская (алевриты, глины)	7 (13)	$\frac{3.4-12.9}{8.2}$	$\frac{0.1-0.6}{0.3}$	0.09
Журавская (алевриты, пески)	12 (25)	$\frac{8.0-30.5}{19.3}$	$\frac{0.1-1.1}{0.6}$	0.06
Новомихайловская (пески, глины)	26 (47)	$\frac{4.2-16.9}{10.6}$	$\frac{0.1-2.5}{1.3}$	0.25
Исилькульская (алевриты, пески)	9 (26)	$\frac{2.8-7.8}{5.3}$	$\frac{0.1-0.6}{0.3}$	0.13

Примечание. N — количество стратиграфических уровней, n — число образцов-кубиков. Над чертой — минимальные и максимальные значения магнитных параметров, под чертой — средние арифметические значения (статистика стратиграфических уровней).

Вероятнее всего, это можно объяснить различными областями сноса при формировании тех и других отложений.

Магнитные минералы и природа ЕОН. Диагностика магнитных минералов производилась с использованием анализа кривых терморазмагничивания $J_n(T)$ и параметров нормального намагничивания $J_r(H)$. В качестве дополнительного метода применялся минералогический анализ, выполненный минералого-петрографической лабораторией Омской геолого-разведочной экспедиции. По результатам последнего из минералов тяжелой фракции в породах присутствуют терригенные зерна ильменита, магнетита, гематита и аутигенные минералы — гидроксиды железа (гидрогетит). По комплексу вышеперечисленных методов основными минералами-носителями намагниченности в исследуемых породах являются магнетит и гематит, в качестве второстепенных нужно отметить гидроксиды железа (гидрогетит). Присутствие магнетита определяется с помощью кривых терморазмагничивания по исчезновению остаточной намагниченности в области 580—600 °С (точка Кюри магнетита) и по перегибу кривой терморазмагничивания в этой точке. Наличие гематита в части образцов диагностируется потерей намагниченности в области температур 675—680 °С. Гидрогетит определяется по точке перегиба на кривой терморазмагничивания в области температур около 300 °С.

Эксперименты по установлению параметров нормального намагничивания пород $J_r(H)$ позволяют судить о принципиальном составе магнитных минералов — носителей намагниченности. Насыщение намагниченности образцов пород журавской, таволжанской, новостаничной и краснодубровской свит достигается в полях (H_s) 520 кА/м при намагниченности насыщения (J_r) 450—500 мАм и разрушающих полях (H_{cr}) 20 кА/м. У образцов пород исилькульской, новомихайловской, абросимовской и бещеульской свит насыщение наступает в полях 800 кА/м при постоянном слабом увеличении J_r до 300—350 мАм при разрушающих полях $H_{cr} = 20—32$ кА/м. По-видимому, у первой части пород преобладает магнетитовая фаза, а у второй — гематитовая. Об этом свидетельствуют высокие значения J_r , более низкие величины полей насыщения и разрушающих полей ($H_s = 520$ кА/м и $H_{cr} = 20$ кА/м), характерные для магнитомягких минералов у пород первой группы. Принадлежность исследуемых пород к классу осадочных пород и низкие значения фактора Q_n свидетельствуют о том, что породы имеют ориентационную намагниченность.

Компонентный состав намагниченности. Для выделения характеристической компоненты ЕОН были выполнены магнитные чистки и компонентный анализ. Диаграммы Зийдервельда, построенные по результатам ступенчатого терморазмагничивания, свидетельствуют, что для исследуемых пород по результатам терморазмагничивания (шаг 20—50—100 °С) типично наличие одной—двух компонент намагниченности — низкотемпературной и высокотемпературной. Первая, как правило, выделяется в интервалах 100—250—300 °С, вторая — высокотемпературная, охватывает диапазон 300—500—600 °С (рис. 2). Ступенчатое размагничивание переменным магнитным полем (шаг 5—10 мТл, рабочий диапазон чистки составлял 5—50 мТл) показало, что ЕОН состоит из нестабильной, адекватной низкотемператур-

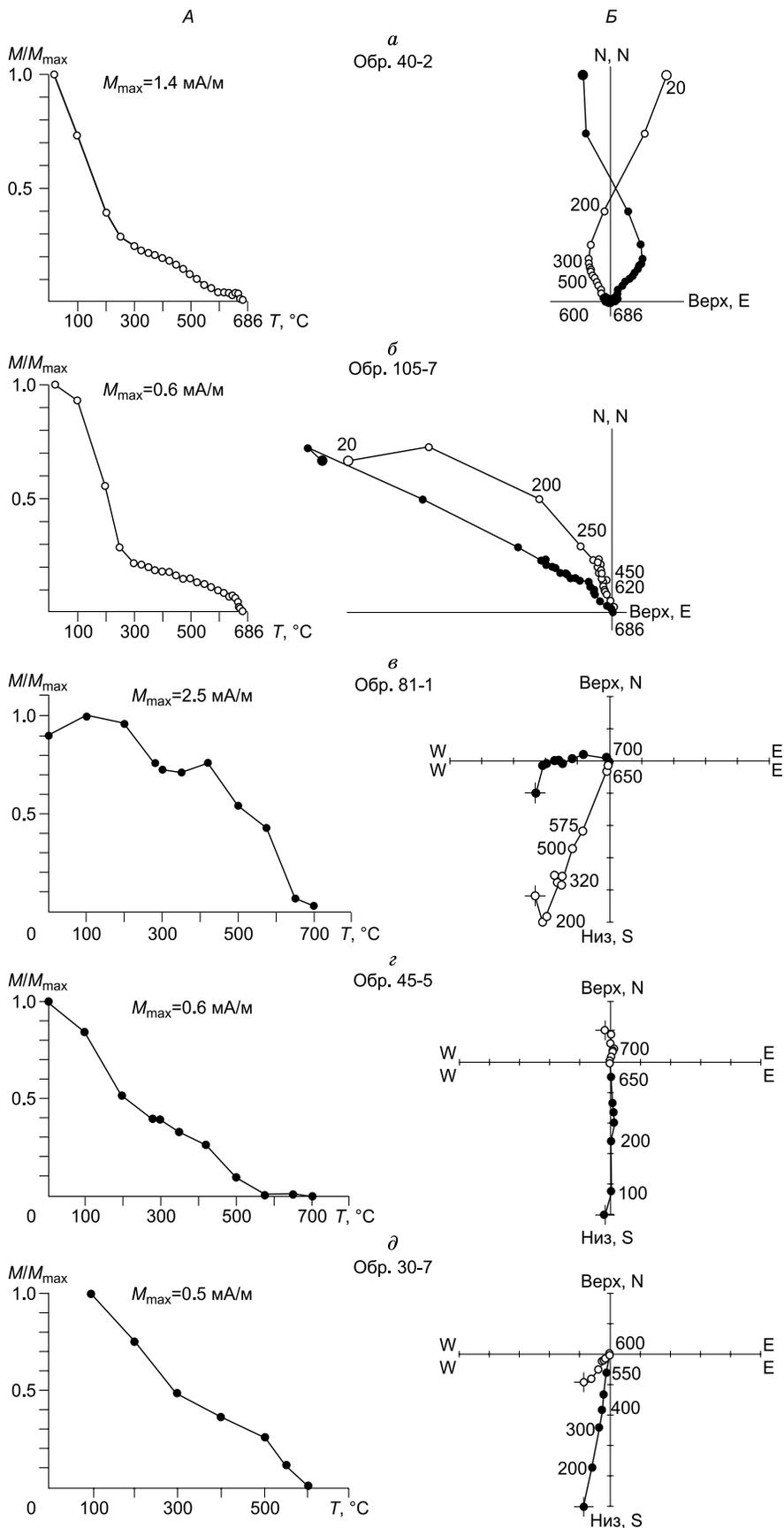
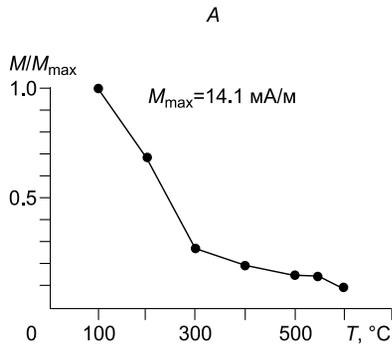
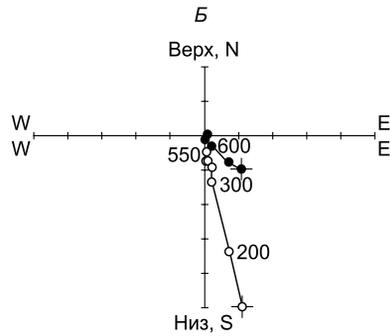


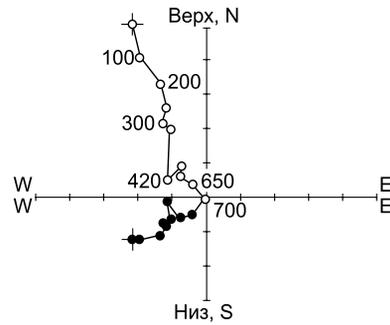
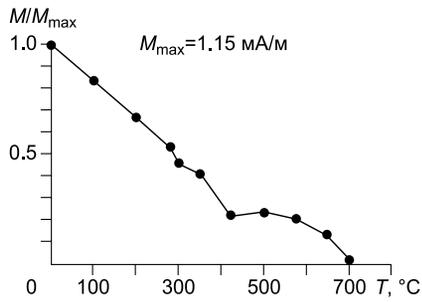
Рис. 2. Характерные графики терморазмагничивания и размагничивания переменным магнитным полем ЕОН и диаграммы Зийдервельда для пород палеогена и неогена, вскрытых скважиной.



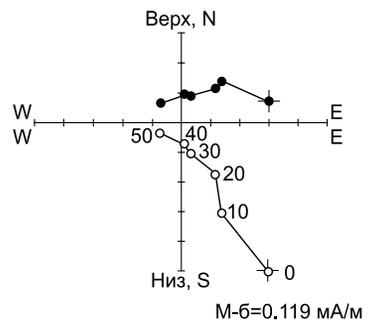
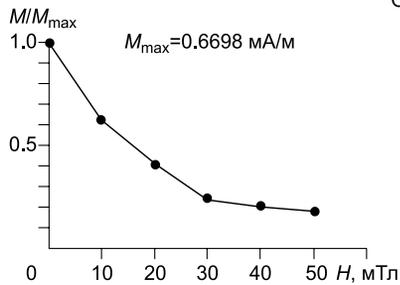
e
Обр. 12-5



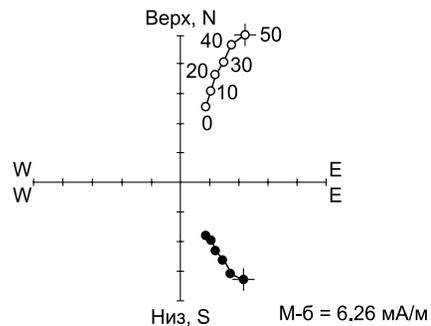
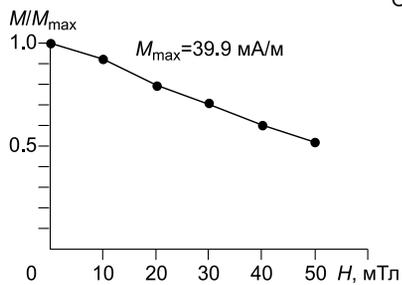
жс
Обр. 73-1



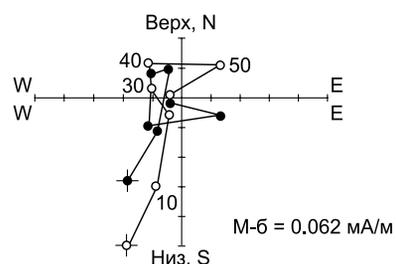
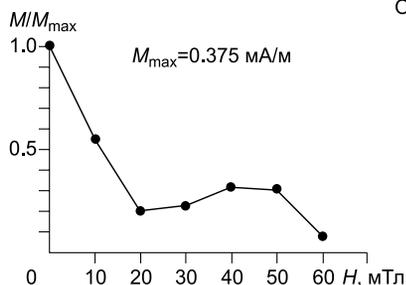
з
Обр. 91-8-3



и
Обр. 9-5-2



к
Обр. 42-1



А — нормализованная кривая терморазмагничивания ЕОН, *Б* — диаграмма Зийдверльда, проекции ЕОН на горизонтальную (темные символы) и вертикальную (светлые символы) плоскости. Графики терморазмагничивания: *а* — таволжанская, *б* — исилюкульская, *в* — новомихайловская, *г* — абросимовская, *д* — новостаничная, *е* — краснодубровская, *жс* — журавская свиты; графики размагничивания переменным магнитным полем: *з* — новомихайловская, *и* — краснодубровская, *к* — абросимовская свиты.

ной, и стабильной, адекватной высокотемпературной, компонент. Нестабильная компонента снимается переменными полями 10—30 мТл.

Магнитостратиграфический разрез. По распределению характеристической компоненты ЕОН сверху вниз по разрезу скважины была построена палеомагнитная колонка исследуемых отложений (рис. 3), привязанная затем к палеонтологическим данным (рис. 4), что позволило перевести разрез в разряд магнитостратиграфического. Палеомагнитная колонка включает большое количество разнополярных зон, часть из которых соответствует маломощным (до 0.5—1.0 м) интервалам разреза. Ранее, при разработке шкалы полярности кайнозоя Западно-Сибирской плиты было установлено, что зафиксированные в сводном палеомагнитном разрезе плиты магнитозоны носят региональный характер и отвечают рангу ортозон [Гнибиденко, 2006а]. Эти ортозоны сопоставимы по временным объемам с хронами (эпохами) магнитохронологической шкалы. Выделенные по доминирующей полярности с учетом палеонтологической характеристики в палеомагнитном разрезе скважины магнитозоны отвечают ортозонам. Всего в разрезе континентальных палеоген-неогеновых отложений выделено 10 ортозон прямой и обратной полярности, пять из них приходится на палеоген и пять — на неоген. Одна ортозона прямой полярности выделена в плейстоцене.

Самая нижняя в разрезе скважины ортозона обратной полярности мощностью 10 м с маломощным горизонтом прямо намагниченных пород, выделенная в пределах исилюкульской свиты (R_1E_3r), характеризуется палинозойной *Betula gracilis* — *Juglans sieboldianiformis* (см. рис. 4, А). По палеомагнитным и палинологическим данным эта свита имеет сокращенный объем. Палеомагнитный разрез вышележащей новомихайловской свиты представлен тремя ортозонами (N_1E_3r , R_2E_3r , N_2E_3r) — две прямой и одна обратной полярности мощностью 4.5, 9.6 и 12.5 м соответственно. В ортозоне прямой полярности N_2E_3r зафиксирован маломощный горизонт обратной намагниченности. Этим ортозонам соответствует палинозона *Betula gracilis* — *Juglans sieboldianiformis* и семенной комплекс, отвечающий ранненовомихайловскому флористическому уровню. По комплексным палеомагнитным и палинологическим данным свита имеет сокращенный объем. Выше по разрезу следует ортозона обратной полярности (R_3E_3h) мощностью 13.9 м, выделенная в журавской свите, которая характеризуется спорово-пыльцевым комплексом, сопоставимым с комплексом региональной палинозоны *Fagus grandifoliiformis* — *Pterocarya stenopteroides*. По палеомагнитным данным свита имеет сокращенный объем.

Задокументированные в разрезе неогена этой скважины ортозоны имеют следующее соотношение со свитами (см. рис. 4, Б). Ортозона обратной полярности (R_1N_1aq) мощностью 6.6 м соответствует абросимовской свите и характеризуется спорово-пыльцевым комплексом, сопоставимым с региональной палинозойной *Quercus sibirica* — *Ulmus crassa* Западной Сибири (абросимовский горизонт) и флористическим комплексом, относящимся к каськовскому флористическому уровню (лангийский ярус). Каськовский флористический уровень, согласно региональной стратиграфической схеме неогеновых отложений Западно-Сибирской плиты [Унифицированные..., 2001] и разработкам В.П. Никитина [2006], характеризует бещеульскую свиту и датирован лангием. В исследуемой скважине этот уровень выделен В.П. Никитиным в абросимовской свите. Но по комплексным палинологическим (богатый спорово-пыльцевой комплекс, сопоставимый с региональной палинозойной *Quercus sibirica* — *Ulmus crassa* Западной Сибири) и литолого-стратиграфическим (глины, алевроиты) данным отложения в интервале глубин 50—56 м отнесены к абросимовской свите. Ортозона обратной полярности (R_2N_1ln) мощностью 8.5 м отвечает бещеульской свите. Спорово-пыльцевой комплекс из осадков этой свиты типичен для региональной палинозоны *Alnus-Polyradiaceae*, установленной в Западной Сибири на уровне бещеульского горизонта. Возраст отложений оценивается как ранний—средний миоцен [Унифицированные..., 2001]. В палеомагнитной шкале кайнозоя Западно-Сибирской плиты в абросимовской и бещеульской свитах выделено восемь ортозон прямой и обратной полярности — три в абросимовской и пять — в бещеульской [Гнибиденко, 2006а]. Таким образом, в скв. 8 абросимовская и бещеульская свиты имеют сокращенный примерно втрое объем. Ортозона прямой полярности (N_1N_1t) мощностью 10.3 м соответствует таволжанской свите (см. рис. 5). Две ортозоны (R_3N_2m и $N_2N_{1-2}m-z$) мощностью 2.8 и 15.6 м соответственно выделены в новостаничной свите. Вся толща осадков краснодубровской свиты (плейстоцен) обнаружила прямую намагниченность, образуя ортозону прямой полярности (N_1pl) мощностью 12.8 м (13.4—0.6 м).

Сопоставление магнитостратиграфического разреза континентальных палеоген-неогеновых отложений скв. 8 со шкалой полярности кайнозоя Западно-Сибирской плиты и оценка полноты разреза и амплитуд размывов и перерывов. Анализируя комплексные палеомагнитные, палеонтологические и геолого-стратиграфические данные континентального палеогена и неогена скв. 8 и сопоставляя их со шкалой полярности кайнозоя Западно-Сибирской плиты [Кузьмина, Волкова, 2001, 2009; Гнибиденко, 2006а, 2007; Волкова, 2008], следует отметить, что исследуемый разрез скважины является редуцированным (см. рис. 4). Так, в палеомагнитном разрезе кайнозоя ЗСП в атлымском горизонте зафиксированы две разнополярные ортозоны $R_{8-1}E_{2-3}rg$ и N_1E_3r , а в скв. 8, где из разреза выпадают отло-

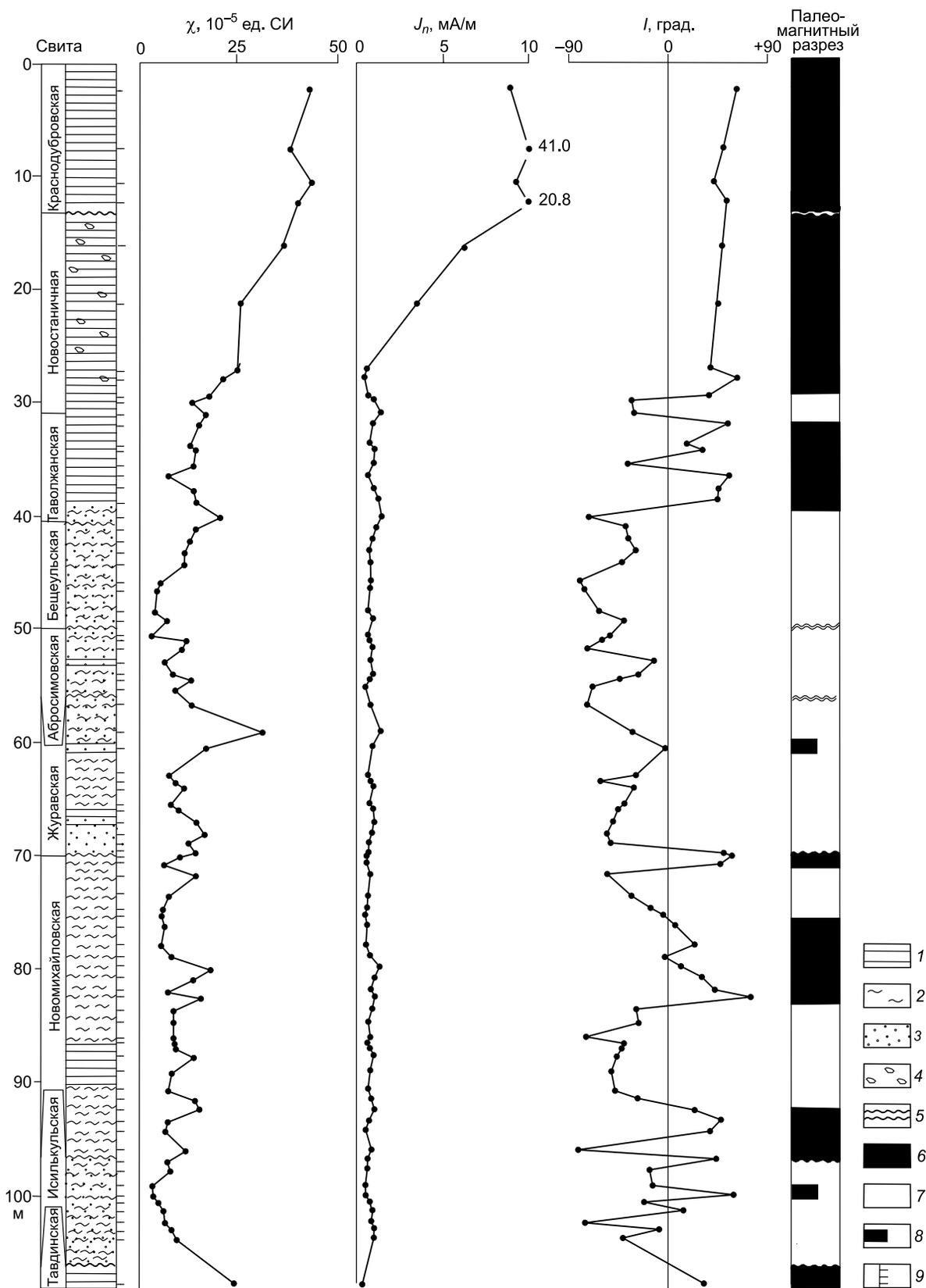


Рис. 3. Палеомагнитный разрез континентальных палеоген-неогеновых отложений, вскрытых скв. 8.

1 — глина, 2 — алевроит, 3 — песок, 4 — карбонатные конкреции, 5 — следы перерывов в осадконакоплении; 6—8 — полярность геомагнитного поля: 6 — прямая, 7 — обратная, 8 — менее достоверная полярность; 9 — точки отбора образцов.

А

Общая шкала		Региональная магнитостратиграфическая шкала			Оптзоны		Полар-нось						
Система	Отдел	Подотдел	Ярус	Горизонт	Характерные комплексы органических остатков								
Палеогеновая	Олигоцен	Нижиний	Рюпель	Новомихайловский	Флористические уровни, по В.Л. Никитину [2006]	Кошкульский	Castanea sibirica, Pinaceae	N ₅ E ₃ h					
						Басандайский	Quercus sibirica Pinaceae	R ₆ E ₃ h					
						Подненово-михайловский	Alnus, Juglans sieboldianiformis, Betulaceae	N ₄ E ₃ h					
						Ранненово-михайловский	Betula suberecta, Pinaceae	R ₅ E ₃ h					
								R ₄ E ₃ r					
						Атытский	Межовский	Сагуа sprackmanii, Pinaceae		R ₃ E ₃ r	Палинокомплексы, по [Ланова, 1971; Кулькова, 1987]		
										N ₂ E ₃ r			
										R ₂ E ₃ r			
												R ₈ -T ₂₋₃ P	

Палеомагнитный разрез	Система	Горизонт	Глубина, м	Геологический разрез	Флористические уровни [Гнибиденко и др., 2011]	Палинозоны, по О.Б. Кузьминой [Гнибиденко и др., 2011]
R ₃ E ₃ h	Палеогеновая	Журав-ский	70	Журавская свита Алевриты, глины светло-серые, пески		Pterocarya stenopteroides – Fagus grandifoliformis
N ₂ E ₃ r		Новомихайлов-ский	90	Новомихайловская свита Переслаивание глин буровато-серых, алевритов, песков серых, редко древесные остатки	Ранне-новомихайловский	Betula gracilis – Juglans sieboldianiformis
R ₂ E ₃ r	Палеогеновая	Тавдин-ский	110	Исилькульская свита Алевриты серые, пески светло-серые		
N ₁ E ₃ r						
R ₁ E ₃ r						
N ₁ iv				Тавдинская свита		

жения, характеризующиеся палинозоной Pinaceae — Quercus graciliformis и Pinaceae — Carya spackmanii, выпадают и отвечающие им ортозоны. Исилькульская свита, равная по объему атлымскому и самым низам новомихайловского горизонтов, как отмечалось выше, представлена здесь только своей верхней частью, отвечающей низам новомихайловского горизонта. Эта свита характеризуется одной ортозоной обратной полярности (R_1E_3r). Поскольку в скв. 8 из разреза выпадают отложения низов нижнего олигоцена, адекватные ортозоном $R_{8-1}E_{2-3}rg$ и N_1E_3r шкалы полярности кайнозоя ЗСП, то магнитозону (R_1E_3r) скв. 8 можно сопоставить только с ортозоной R_2E_3r шкалы (низы новомихайловского горизонта) [Гнибиденко, 2006а] (см. рис. 4, А) и хроном C12r (~ 32.8—31.0 млн лет) шкалы Берггрена [Berggren et al., 1995]. Тогда длительность перерыва в осадконакоплении между верхним эоценом и нижним олигоценом по комплексным палеомагнитным и палинологическим данным можно приблизительно оценить в 1.8 млн лет — продолжительность хронов C13g и C13n (~ 34.6—32.8 млн лет) [Berggren et al., 1995]. Новомихайловская свита в палеомагнитном разрезе кайнозоя ЗСП [Гнибиденко, 2006а] характеризуется пятью ортозонами — R_2E_3r , N_2E_3r , R_3E_3r , N_3E_3r , R_4E_3r : тремя — обратной и двумя — прямой полярности. В одноименной свите исследуемой скважины три магнитозоны (N_1E_3r , R_2E_3r , N_2E_3r), которые можно сопоставить только с ортозонами N_2E_3r , R_3E_3r , N_3E_3r , поскольку нижняя ортозона этой шкалы (R_2E_3r) сопоставлена с ортозоной (R_1E_3r) нижнего олигоцена скважины, а верхи новомихайловской свиты, соответствующие ортозоне R_4E_3r , размыты. Тогда время формирования трех ортозон новомихайловской свиты (N_1E_3r , R_2E_3r , N_2E_3r) нижнего олигоцена скважины будет приблизительно составлять 1.8 млн лет (хроны C12n, C11g и C11n). Сокращенный стратиграфический объем имеет в исследуемой скважине, как отмечалось выше, также и журавская свита, она представлена одной обратной ортозоной (R_3E_3h). В шкале полярности кайнозоя ЗСП эта свита характеризуется четырьмя разнополярными ортозонами — R_5E_3h , N_4E_3h , R_6E_3h и N_5E_3h . Ортозона (R_3E_3h) верхнего олигоцена скважины может быть сопоставлена с одной из двух ортозон обратной полярности журавской свиты, выделенных в шкале полярности кайнозоя ЗСП, — R_5E_3h или R_6E_3h (см. рис. 4, А). Тогда перерыв между нижним (новомихайловская свита) и верхним (журавская свита) олигоценом охватывает приблизительно 1—2 млн лет. Таким образом, палеомагнитные и палеонтологические данные подтверждают и дополняют друг друга, свидетельствуя, что новомихайловская и журавская свиты имеют сокращенный объем.

По одной ортозоне обратной полярности (R_1N_1aq) и (R_2N_1ln) выделяется в континентальном неогене в абросимовской и бещеульской свитах скважины, а в палеомагнитной шкале кайнозоя ЗСП в этих свитах насчитывается восемь ортозон прямой и обратной полярности — три в абросимовской (R_1N_1aq , N_1N_1aq , R_2N_1aq) и пять в бещеульской (N_2N_1br , N_3N_1ln , R_3N_1ln , N_4N_1s , R_4Ns , см. рис. 4, Б). Перерыв между журавской и абросимовской свитами можно оценить примерно в 3—4 ортозоны магнитной полярности. Одна ортозона прямой полярности (N_1N_1t) выделена в таволжанской свите миоцена скважины, а в магнитостратиграфической шкале кайнозоя ЗСП в этой свите задокументировано три ортозоны обратной полярности ($R_5N_1s?$, R_6N_1t , R_7N_1t) и две прямой ($N_5N_1s?$, N_6N_1t). Сопоставить ортозону прямой полярности (N_1N_1t) скважины можно с ортозоной $N_5N_1s?$ или с ортозоной N_6N_1t шкалы (см. рис. 4, Б).

Новостаничная свита характеризуется двумя ортозонами — обратной (R_3N_2m) и прямой ($N_2N_{1-2}m-z$) полярности, в палеомагнитной шкале кайнозоя ЗСП эта свита представлена двумя ортозонами — $N_8N_{1-2}m-z$ и $R_9N_{1-2}z$. Таким образом, прямая ортозона ($N_2N_{1-2}m-z$) скважины может быть сопоставлена только с ортозоной $N_8N_{1-2}m-z$ шкалы полярности кайнозоя ЗСП, тогда ортозона обратной полярности (R_3N_2m) может быть сопоставлена только с ортозоной R_8N_1m , что, скорее всего, характеризует верхи павлодарской свиты. Две ортозоны новостаничной свиты сопоставляются с хронами C3Ar (6.55—5.9 млн лет) и C3An (5.9—5.2 млн лет) шкалы Берггрена [Berggren et al., 1995]. Ортозона прямой полярности краснодубровской свиты (N_1Pl) отождествляется с хроном Брюнес (780—10 тыс. лет).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, в результате комплексных (палеомагнитных, геолого-стратиграфических и палеонтологических) исследований керна скважины, расположенной в южной бортовой части Омской впадины (Русско-Полянский район), разработан магнитостратиграфический разрез континентальных палеоген-неогеновых отложений, состоящий из десяти ортозон прямой и обратной полярности: пяти в палеогене и пяти в неогене; одна ортозона прямой полярности зафиксирована в плейстоцене. Сопоставляя полученную палеомагнитную запись в комплексе с геолого-стратиграфическими и палеонтологическими данными со шкалой полярности кайнозоя ЗСП, как с инструментом для анализа полноты геологического разреза, было установлено, что составленный магнитостратиграфический разрез континентального палеогена и неогена скважины является неполным.

В результате выполненного сопоставления был определен масштаб размывов и перерывов в осадконакоплении, в некоторых случаях — в абсолютном летоисчислении. Так, размывы установлены на рубежах приабона и рупеля, что отразилось в выпадении из разреза нижней части отложений исиль-

кульской свиты. Здесь длительность перерыва в осадконакоплении будет составлять приблизительно 1.8 млн лет. Следующий размыв установлен на границе рюпеля и хатта (на рубеже новомихайловской и журавской свит), его продолжительность примерно 1—2 млн лет в зависимости от того, с какой ортозой шкалы (R_5E_3h или R_6E_3h) сравнивать магнитозону R_3E_3h олигоцена скважины. Размывы зафиксированы также на границе хатта и аквитана—лангия (журавской и абросимовской свит), нижнего—среднего и верхнего миоцена (абросимовской, бещеульской и таволжанской свит). Такой редуцированный разрез, сокращенный вдвое по сравнению с центральной частью Омской впадины, обусловлен тем, что он расположен на границе Северо-Казахстанской моноклинали и Западно-Сибирской плиты, территория которых в позднем олигоцене и неогене испытала неотектонические движения положительного знака.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 07-05-00582).

ЛИТЕРАТУРА

Волкова В.С. Основные рубежи перестройки бореальной флоры Западной Сибири в олигоцене и неогене // *Новости палеонтологии и стратиграфии. Приложение к журналу «Геология и геофизика», 2008, вып. 10—11, с. 325—327.*

Гнибиденко З.Н. Палеомагнетизм кайнозоя Западно-Сибирской плиты. Новосибирск, Изд-во «Гео», 2006а, 168 с.

Гнибиденко З.Н. Палеомагнетизм палеогена Западно-Сибирской плиты // *Геология и геофизика, 2006б, т. 47 (6), с. 762—777.*

Гнибиденко З.Н. Палеомагнетизм позднего кайнозоя Западно-Сибирской плиты // *Геология и геофизика, 2007, т. 48 (4), с. 431—445.*

Гнибиденко З.Н., Семаков Н.Н. Палеомагнетизм пограничных олигоцен-миоценовых отложений урочища Компасский Бор на р. Тым (Западная Сибирь) // *Физика Земли, 2009, № 1, с. 74—84.*

Гнибиденко З.Н., Волкова В.С., Кузьмина О.Б., Доля Ж.А., Хазина И.В., Левичева А.В. Стратиграфия, палеомагнитная и палинологическая характеристики континентальных отложений палеогена и неогена юго-запада Западной Сибири // *Геология и геофизика, 2011, т. 52 (4), с. 596—605.*

Кузьмина О.Б., Волкова В.С. Стратиграфия и палинологическая характеристика олигоцен-миоценовых отложений по материалам бурения (011-БП) в Омском Прииртышье Западной Сибири // *Новости палеонтологии и стратиграфии. Приложение к журналу «Геология и геофизика», 2001, вып. 4, с. 135—141.*

Кузьмина О.Б., Волкова В.С. Палеоэкологическое значение сообщества цист динофлагеллат из верхнеолигоценых отложений Тургасского озера-моря (Западная Сибирь) // *Новости палеонтологии и стратиграфии. Приложение к журналу «Геология и геофизика», 2009, вып. 12, с. 159—173.*

Кулькова И.А. Стратиграфия палеогеновых отложений Западной Сибири по палинологическим данным // *Геология и геофизика, 1987 (6), с. 11—17.*

Молостовский Э.А., Храмов А.Н. Магнитостратиграфия и ее значение в геологии. Саратов, Изд-во СГУ, 1997, 179 с.

Никитин В.П. Палеокарпология и стратиграфия палеогена и неогена Азиатской России. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2006, 227 с.

Палеомагнитология / Ред. А.Н. Храмов. Л., Недра, 1982, 312 с.

Панова Л.А. Олигоцен Западно-Сибирской низменности // *Кайнозойские флоры Сибири по палинологическим данным. М., Наука, 1971, с. 40—51.*

Унифицированные региональные схемы палеогеновых и неогеновых отложений Западно-Сибирской равнины. Объяснительная записка и схема / Ред. А.Е. Бабушкин. Новосибирск, СНИИГиМС, 2001, 84 с.

Berggren W.A., Kent D.V., Swicher C.C., Aubry M.P. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy // *SEPM (Society for Sedimentary Geology). Oklahoma, USA, Special Publication, 1995, p. 129—212.*

Enkin R.J. A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data. Sidney, Pacific Geoscience Centre, Geol. Survey Canada, 1994, 16 p.

Kirschvink J.L. The least square line and plane and the analysis of paleomagnetic data // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1980, v. 62, p. 699—718.*

Zijderveld J.D.A. A.C. demagnetization of rocks: analysis of results // *Methods in Paleomagnetism. Amsterdam, Elsevier, 1967, p. 254—286.*