

НЕДРА ПОВОЛЖЬЯ И ПРИКАСПИЯ

РЕГИОНАЛЬНЫЙ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

Основан в 1990 году

Выпуск 31

июль 2002



НИЖНЕ-ВОЛЖСКИЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Главный редактор
В.Я. Воробьев

Редакционная коллегия:

В.А. Живодров,
А.В. Иванов (зам. гл. редактора),
М.В. Калининкова,
В.П. Климашин,
И.А. Кобылкин,
Ю.П. Конценбин,
В.И. Милованов,
С.И. Михеев,
А.В. Мичурин,
О.К. Навроцкий,
Ю.И. Никитин,
И.В. Орешкин,
В.Н. Селенков,
Г.А. Семенычев,
В.Н. Семенов (отв. секретарь),
С.Ю. Силонов,
О.Д. Смилевец,
К.Н. Соснов,
В.А. Шестюк

Редактор С.К. Сударушкина

Технические редакторы:

М.В. Пятницына,
Л.Н. Серебрякова

СОДЕРЖАНИЕ

ГЕОЛОГИЯ

- Е.В. Постнова, Л.И. Сизинцева.* Перспективы нефтегазоносности российского шельфа Каспия и неоднозначность их оценок 3
- А.Г. Шашель, С.П. Папухин, Л.А. Марченкова, Б.З. Даниелян, В.А. Колесников, В.Ф. Хлуднев.* Разрывная тектоника Самарского Поволжья, геодинамическая обстановка ее формирования и нефтегазоносность 10
- А.Ю. Гужиков, А.В. Бирбина, Л.Ф. Копачевич, В.С. Вишневецкая, Т.Б. Орлова, О.Б. Ямпольская.* Опорный разрез границы альбского и сеноманского ярусов Саратовского Заволжья 21

ГЕОФИЗИКА

- В.В. Гурьянов, С.И. Михеев, М.В. Живодрова.* Математическая модель адаптивного метода вибрационной сейсморазведки для изучения особенностей распространения сейсмических волн в коллекторах 30
- О.П. Резепова, И.Н. Крайнов.* Моделирование сейсмических образов 34
- С.И. Михеев, Б.В. Бучарский, А.Д. Бессонов, В.А. Живодров, О.П. Резепова.* Определение статических поправок по данным малоглубинных электромагнитных зондирований становлением поля в ближней зоне 41
- А.О. Навроцкий.* Перспективы использования информационной автоматизированной системы "Региональный банк цифровой геолого-геофизической информации по геологии, ресурсам углеводородов и недропользованию (РБЦГИ УВ)" 48
- А.И. Золотарев.* Об организации инженерно-сейсмометрической службы крупных городов и строок Саратовской области 53
- В.А. Огаджанов, С.Г. Гестрин, А.А. Назаров.* Локализованные волны землетрясений 56

ГЕОХИМИЯ

- В.Я. Воробьев, О.К. Навроцкий, И.Н. Сидоров, В.В. Гонтарев.* Использование аналитических возможностей пиролитического масс - спектрометрического анализатора "Литотерм-1000" при геохимическом прогнозе нефтеносности 64

динамического развития территории Самарского Поволжья:

– современный рельеф поверхности кристаллического фундамента этой территории является результатом многофакторного тектогенеза и отображением сложной интерференции различных геодинамических режимов и механизмов структурообразования, существовавших на протяжении геологической истории. В пределах юго-восточной окраины Восточно-Европейской плиты происходили процессы растяжения, сдвига и сжатия;

– для структур юга Бузулукской впадины важнейшим является начальный этап герцинского цикла тектогенеза; на севере и в центре Бузулук-

ской впадины, на юго-западном склоне Южно-Татарского свода тектоническая активность зафиксирована на протяжении всей геологической истории. Отмечается регенерация разломов архейского и протерозойского заложений в герцинский и в особенности альпийский этапы тектогенеза.

Разработанная с позиций тектоники литосферных плит геодинамическая модель развития юго-востока Восточно-Европейской окраины и полученные результаты практического ее применения для расшифровки геологического строения перспективных нефтегазоносных участков дают возможность более эффективно определить новые перспективные направления поисков сложно построенных ловушек углеводородов.

Л и т е р а т у р а

1. Богданова С.В., Лапинская Т.А., Постников А.В. Метаморфические комплексы фундамента восточной части Русской плиты.- М.: Наука, 1977.
2. Валеев Р.Н. Авлакогены Восточно-Европейской платформы.- М.: Недра, 1978.
3. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн.1.- М.: Недра, 1990.
4. Лапинская Т.А., Попова Л.П., Постников А.В. Соотношение внутренней структуры фундамента и строения осадочного чехла платформенных нефтегазоносных провинций //Геология нефти и газа.- 1996.- №10.- С.4-12.
5. Леонов Ю.Г. Напряжения в литосфере и внутриплитная тектоника //Геотектоника.- 1995.- №6.- С.4-21.
6. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на древних платформах).- М.: Недра, 1983.
7. Структура земной коры Центральной и Восточной Европы по данным геофизических исследований /В.Б.Соллогуб, А.Гутерх, Д.Просен и др.- Киев: Наукова Думка, 1980.
8. Шахновский И.М. Геологическое строение и нефтегазоносность авлакогенов Восточно-Европейской платформы.- М.: Наука, 1981.
9. Геодинамика Камелик-Чаганской структурной зоны в девонское время в связи с поисками залежей нефти и газа /А.Г.Шашель, А.П.Шиповский, В.Ф.Хлуднев и др. //Геология нефти и газа.- 1997.- №10.- С.26-33.
10. Щукин Ю.К., Краснопевцева Г.В. Тектоническая делимость земной коры Восточно-Европейской платформы //Геофизика.- 1996.- №4.- С.19-24.
11. Harding T.P. Newport-Inglewood trend, California - an example of wrenching style of deformation //Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.- 1973.- V.57.- N1.- P.97-116.

УДК 551.7(084.2):551.763

© Коллектив авторов, 2002

Опорный разрез границы альбского и сеноманского ярусов Саратовского Заволжья

А.Ю.Гужиков¹, А.В.Бирбина¹, Л.Ф.Копаевич², В.С.Вишневская³,
Т.Б.Орлова⁴, О.Б.Ямпольская¹

¹- геологический факультет, НИИ геологии Саратовского госуниверситета

²- геологический факультет Московского госуниверситета

³- институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, Москва

⁴- ФГУП "Саратовская гидрогеологическая экспедиция"

В Дальнем Саратовском Заволжье близ поселка Липовский Озинского района при проведении среднемасштабного геокартирования листа М-39-П в интервале глубин 240-400 м скв.200, пробуренной Саратовской гидрогеологической экспедицией, вскрыты отложения верхов альба и сеномана. Комплексное исследование этого участка разреза включало палеонтологические, магнитостратиграфические и геохимические (спектральные) определения и их последующий

анализ с учетом данных геологического описания, стандартного каротажа, опубликованных материалов.

Впервые на территории Нижнего-Среднего Поволжья пограничные альб-сеноманские отложения столь всесторонне изучены, в результате чего разрез скв.200 в интервале 240-400 м может быть рекомендован в качестве опорного для границы альба-сеномана в регионе.

Геологическое описание

Послойное описание разреза скважины в интервале от 230 м до забоя - 401 м (рис. 1) приводится ниже.

18. Мергель светло-серый, мелоподобный с примесью алевроитистых частиц. Карбонатный и терригенный материал распределен в породе неравномерно. Встречаются обломки тонкостенных раковин моллюсков, замещенных кальцитом (230-236 м).

19. Алевролит серый неравномерно карбонатный, в основании глинистый, встречаются желваки фосфоритов (236-239 м).

20. Мергель беловато-серый с гнездами слабосцементированного песчаника (239-240 м).

21. Алевролит серый глауконитово-кварцевый, глинистый, слабосцементированный карбонатным цементом (240-244,5 м).

22. Глина темно-серая до черной с гнездами пирита, плавно переходящая в нижележащий слой (244,5-246 м).

23. Алевролит темно-серый уплотненный глинистый, в основании переходит в песчанистый алевролит с включением темных желваков (до 3 см) фосфоритов (246-247 м).

24. Алевролит серовато-зеленый глинистый уплотненный (247-250 м).

25. Песчаник серый глауконитово-кварцевый, тонкозернистый, крепкий, карбонатный с желваками фосфоритов (250-250,5 м).

26. Алевролит серовато-зеленый глинистый уплотненный (250,5-276 м).

27. Песчаник серый глауконитово-кварцевый, тонкозернистый, крепкий, карбонатный с редкими желваками фосфоритов (276-277 м).

28. Алевролит темно-зеленовато-серый глауконитово-кварцевый уплотненный (277-279 м).

29. Алевролит темно-зеленовато-серый с редкими гнездами темно-серой глины и пирита (279-284 м).

30. Глина темно-серая до черной плотная алевролитистая с гнездами пирита (284-303 м).

31. Глина темно-серая весьма плотная алевролитистая с редкими гнездами известковистого материала. Плавно переходит в нижележащий слой (303-307,5 м).

32. Алевролит серый глинистый, слабосцементированный с гнездами пирита, плавно переходит в нижележащий слой (307,5-308,5 м).

33. Алевролит серый крепкий, на глинисто-карбонатном цементе, плавно переходит в нижележащий слой (308,5-309 м).

34. Алевролит серый глинистый, слабосцементированный (309-311 м).

35. Алевролит зеленовато-серый уплотненный, глинистый с прослоями темно-серых алевроитистых глин (311-314 м).

36. Глина темно-серая плотная алевролитистая с гнездами пирита (314-325 м).

37. Алевролит темно-серый, слабосцементированный глинисто-карбонатным цементом, с гнездами пирита (325-326 м).

38. Алевролит темно-серый уплотненный, известковистый, глинистый (326-330,5 м).

39. Глина темно-серая, участками зеленоватая, песчано-алевролитовая, слюдястая с гнездами пирита. В подошве слоя (0,05 м) алевролит темно-серый (330,5-332 м).

40. Глина темно-серая до черной, весьма плотная, алевролитистая, слюдястая с гнездами пирита, с редкими фаунистическими остатками, плавно переходит в нижележащий слой (332-361 м).

41. Глина темно-серая до черной, с частыми линзами (до 1 см) алевролита, с прослоями (до 0,15 м) алевролита серовато-зеленого глинистого (361-370 м).

42. Глина аналогичная слою 40 с прослоями до 1 м алевролита темно-серого, кварц-глауконитового, слюдистого (370-383 м).

43. Глина аналогичная слою 40 (383-401 м).

Методика работ

В макрофаунистическом отношении исследуемый объект представляет собой практически "немую" толщу. При тщательном осмотре имеющегося керна удалось отобрать образцы только с пяти уровней в интервале 243,5-342 м, которые содержали плохой сохранности остатки макрофауны (обломки двустворок, одиночный коралл).

Микрофаунистические пробы не удалось отобрать из верхней части разреза (240-285 м). Подготовленные для микрофаунистического анализа образцы с 21 уровня из нижележащих отложений (289-385 м) содержат фораминиферы. Радиоляриевыми комплексами характеризуются только низы разреза (до глубины 330,5 м включительно), остракоды встречены только в верхней части исследуемого интервала (начиная с отметки 328 м и выше).

Магнитостратиграфические исследования включали палеомагнитные и петромагнитные определения со 101 стратиграфического уровня в интервале 240-400 м. Для образцов, характеризующих различные в литологическом и петромагнитном отношении интервалы разреза, проводился магнитоминералогический анализ.

В лабораторных условиях проведен стандартный комплекс исследований образцов [6]: измерения магнитной восприимчивости (k) и естественной остаточной намагниченности (EON , J_n); температурные магнитные чистки; снятие кривых нормального намагничивания; термомагнитный и дифференциальный термомагнитный анализы (ТМА и ДТМА); термокаппаметрия, то

есть определение прироста магнитной восприимчивости (dk) после нагрева образцов в воздушной среде до 500°C .

Измерения k проводились на приборе ИМВ-2, J_n - на спин-магнитометре JR-4, J_{rs} - на заглубленной модификации рок-генератора ИОН-1. Кривые терморазмагничивания (ТМА) сняты на установке ТАФ-1 ("магнитные весы"). Для температурных чисток использовалась печь конструкции В.П.Апарина. Нагревы для всех образцов проводились последовательно в диапазоне от 100 до 300°C с шагом в 50°C в течение 1-2 часов. Прекращение нагревов выше 300°C связано с тем, что величина ЕОН уже при $250-300^\circ\text{C}$ становилась сравнимой с пороговой чувствительностью прибора. Для учета возможного подмагничивания из каждого штуфа в печь ставились 2 кубика с взаимно противоположной ориентировкой по двум составляющим вектора J_n . Дальнейшие нагревы прекращались, если в процессе чисток не удавалось хотя бы частично разрушить вязкую компоненту J_n , совпадающую по наклонению ($I = 69^\circ \pm 5^\circ$) с современным геомагнитным полем (компонентный анализ проводился с помощью диаграмм Зийдверельда и стереограмм), или фиксировалось лабораторное подмагничивание. По этим причинам забракованы определения по 6 стратиграфическим уровням.

По ориентировке образцов "верх-низ" можно судить о полярности только на основе анализа палеомагнитного наклонения. Отрицательные и пологие положительные I ($0-10^\circ$) предполагались соответствующими обратной полярности (R), а положительные ($> +30^\circ$ и $< 64^\circ$) - прямой (N). Пологие положительные наклонения ($> +10^\circ$ и $< 30^\circ$) либо исключались из рассмотрения, либо определенный по ним знак полярности (в зависимости от того внутри N - или R -зоны они находились) обозначался в половину толщины палеомагнитной колонки.

Для более детального расчленения разреза проведен анализ особенностей вертикальных распределений комплекса петромагнитных характеристик - k , J_n , dk , J_{rs} , H_{cr} .

При значениях k выше $20 \cdot 10^{-5}$ ед.СИ значения параметра находятся в прямой зависимости от концентрации ферромагнитных минералов в породе, при величинах $< 15-20 \cdot 10^{-5}$ ед.СИ значительно влияет на величину k содержание пара- и диамагнитного материала. Модуль J_n прямо пропорционален концентрации и степени упорядоченности ферромагнитных частиц. J_{rs} - остаточная намагниченность насыщения, зависящая, главным образом, от концентрации ферромагнитных частиц. Параметры H_s (поле насыщения) и H_{cr} (коэрцитивная сила) определяются в основном магнитной жесткостью минералов и размер-

ностью ферромагнитных частиц. Основные магнитомягкие минералы в осадочных породах - гематит и гидроокислы железа, из магнитомягких - магнетит. Величины H_s и H_{cr} прямо пропорциональны магнитной жесткости минералов и обратно пропорциональны размеру ферромагнитных частиц. dk - прирост магнитной восприимчивости пород после их нагрева до 500°C в воздушной среде; при этом происходит фазовый переход изначального немагнитного пирита в сильномагнитный магнетит, и, таким образом, вариации dk , обусловленные новообразованным Fe_3O_4 , фиксируют изменения в концентрациях FeS_2 .

Петромагнитные параметры - специфическая разновидность литолого-фациальной характеристики пород, их вариации отражают тончайшие изменения в вещественном составе отложений и фиксируют изменения в условиях осадконакопления [4].

Магнитоминералогическая диагностика проводилась по результатам ТМА и ДТМА, опытам магнитного насыщения, термокаппаметрии.

Кривые ТМА и ДТМА (рис.2а) подтверждают наличие магнетита, который уверенно определяется по резкому падению намагниченности при нагреве до 550°C . На кривых ДТМА отчетливо фиксируется разрушение намагниченности, которое происходит при температуре около 100°C и в интервале температур $250-350^\circ\text{C}$. Вероятно, первый пик ($\sim 100^\circ\text{C}$) связан с гидроокислами железа, второй ($250-350^\circ\text{C}$), скорее всего, обусловлен наиболее тонкодисперсными разновидностями Fe_3O_4 [3]. Незначительное возрастание намагниченности после 400°C - признак наличия пирита.

Выводы, основанные на данных ТМА и ДТМА, подтверждаются результатами опытов насыщения и термокаппаметрии.

Величины параметров H_s и H_{cr} варьируют от 85 до 120 мТл и от 47 до 70 мТл соответственно, что характерно для тонкодисперсных разновидностей магнетита (рис.2б). Отсутствие полного насыщения в полях 470 мТл - признак содержания в единичных образцах магнитомягких гидроокислов железа [7]. Высокие значения прироста магнитной восприимчивости (до $148 \cdot 10^{-5}$ ед.СИ) являются следствием широкого распространения FeS_2 в разрезе.

Таким образом, главный носитель намагниченности в исследуемых отложениях - магнетит.

Спектральный анализ на 26 элементов сделан по 100 образцам, равномерно отобраным из интервала глубин $276,5-400$ м. Отбор проб для спектрального анализа из интервала $240-276$ м признан нецелесообразным, поскольку в этой части разреза расстояние между уровнями, оха-

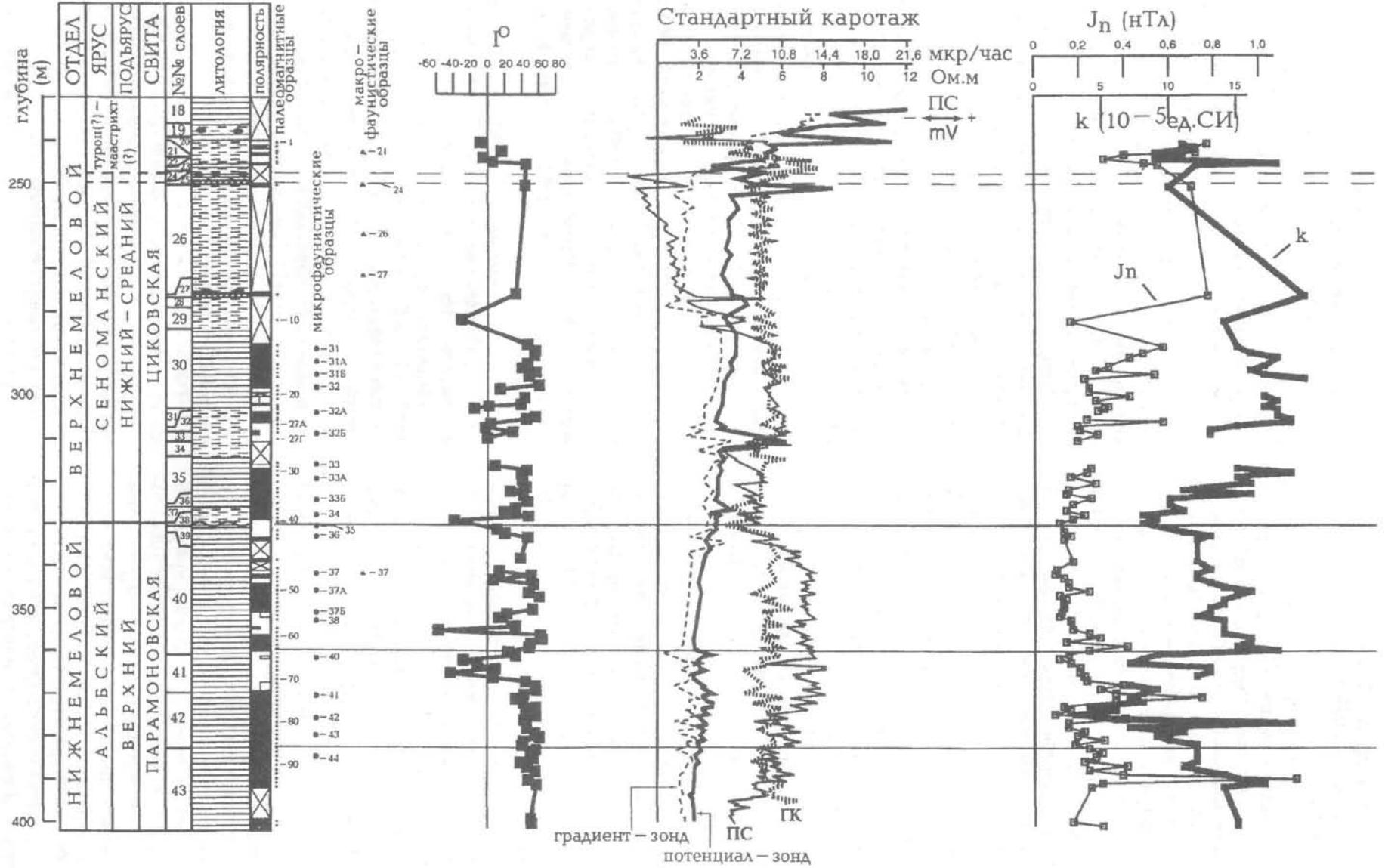
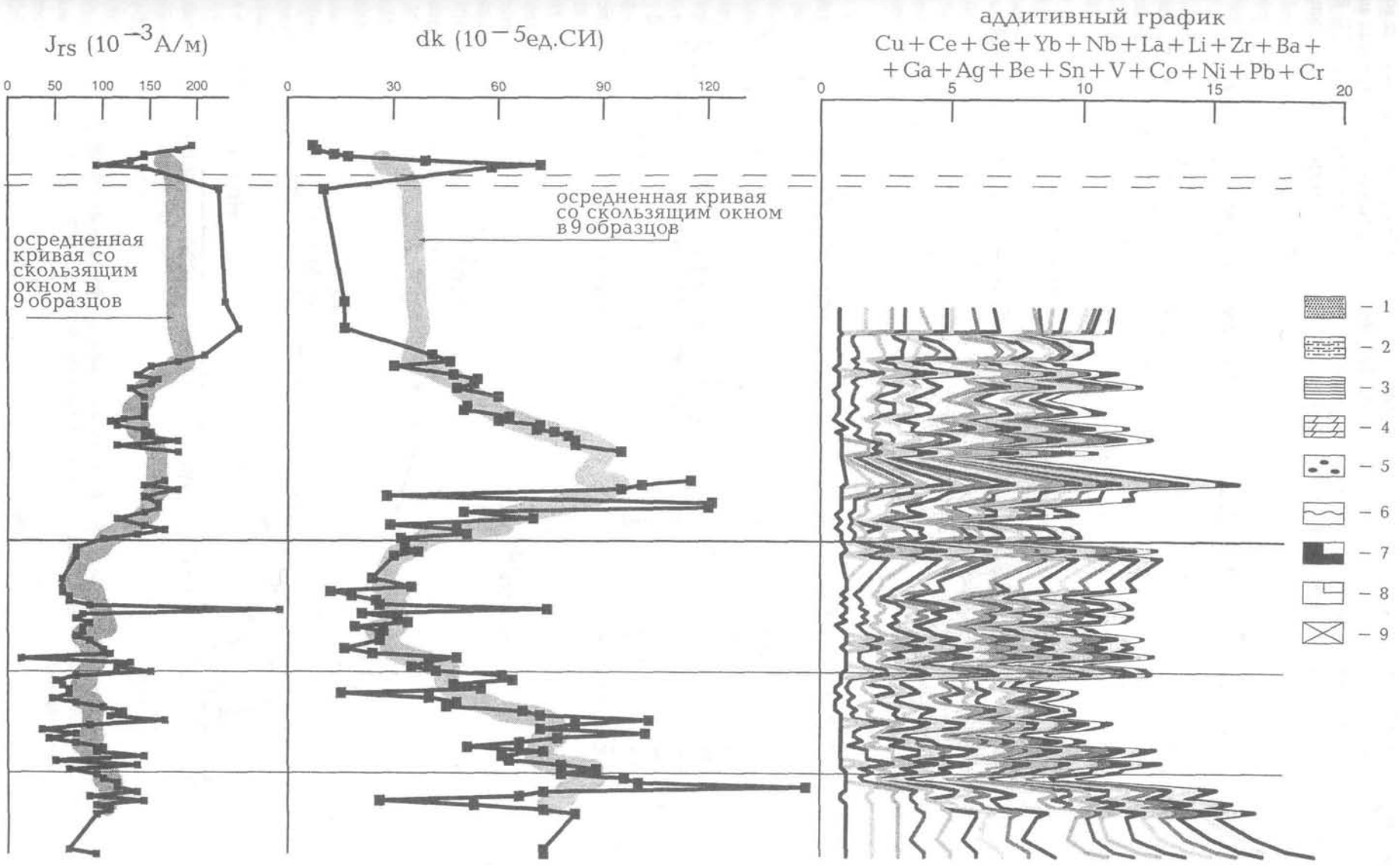


Рис.1. Палеомагнитные, петромагнитные, геохимические и каротажные характеристики разреза альб-сенонских отложений скв.200. 1- песчаники, 2- алевролиты, 3- глины, 4- мергели, 5- фосфориты, 6- перерыв в осадконакоплении, 7- прямая полярность (N), 8- обратная полярность (R), 9- данные отсутствуют



Продолжение рис. 1

рактизованными каменным материалом, очень велико (до 25,5 м).

Построен аддитивный график микроэлементов (рис.1) по ассоциациям элементов, выде-

ленных на основе анализа корреляционных матриц. Полученная корреляционная матрица анализировалась с помощью теории графов [5]. Варианты группирования микроэлементов зависят

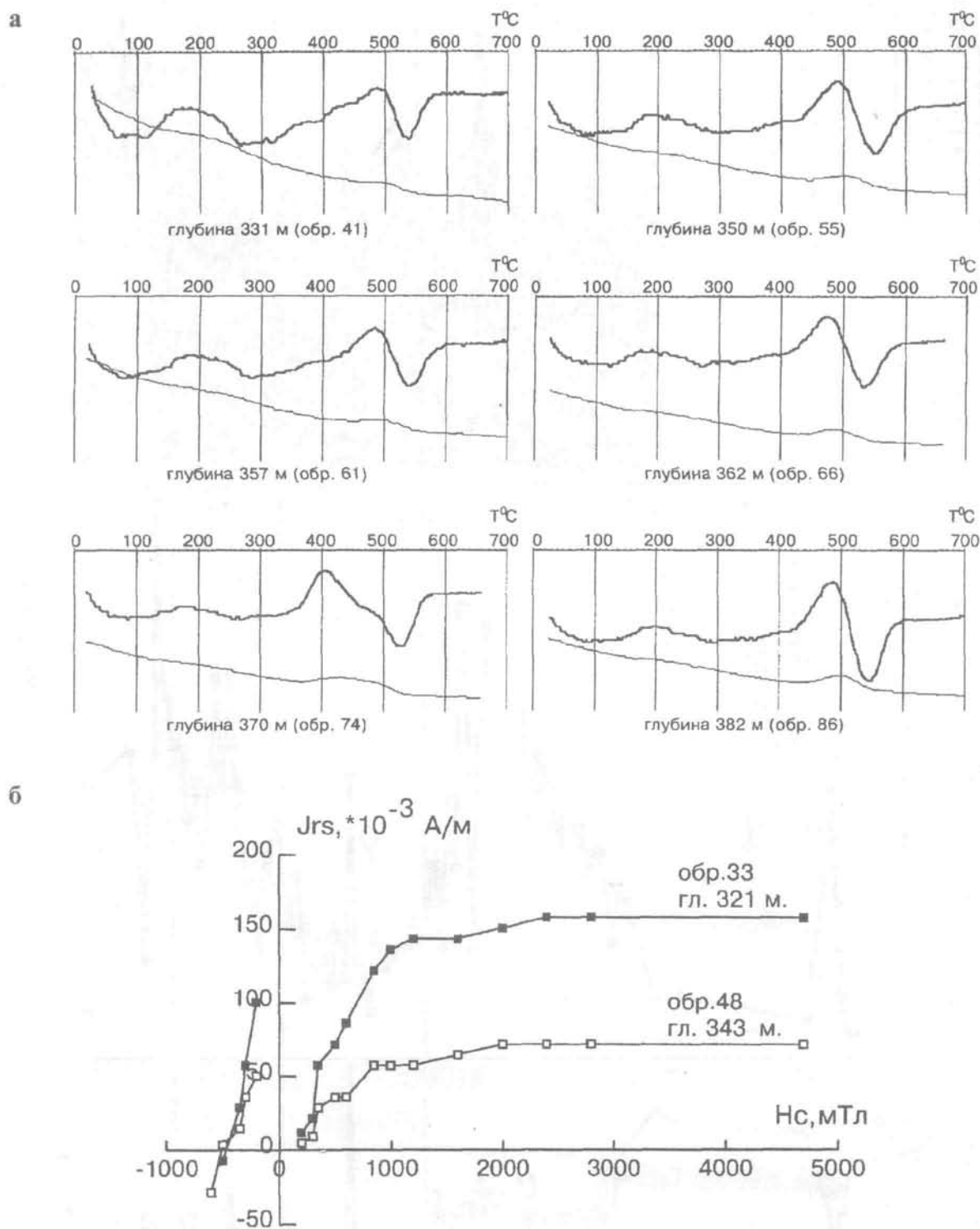


Рис.2. Данные магнитоминералогического анализа по образцам из скв.200: а- ТМА (тонкие линии) и ДТМА (жирные линии); б- кривые нормального намагничивания

от выбора уровня значения коэффициента линейной корреляции - r . В данном случае был взят $r > 0,2$, объединяющий в одну ассоциацию следующие элементы: Cu, Ce, Ge, Yb, Nb, La, Li, Zr, Ba, Ga, Ag, Be, Sn, V, Co, Ni, Pb, Cr. При построении аддитивных графиков границы существенных изменений в содержании микроэлементов, слабо выраженные или совсем не заметные на исходных графиках, проявляются с наибольшей отчетливостью. Принцип построения аддитивных графиков следующий: от нулевой линии откладывается значение концентрации первого элемента, в качестве нулевой линии для второго элемента служит график первого и т.д. Перед построением аддитивных графиков значения всех элементов были нормированы, то есть поделены на максимальное значение данного элемента в разрезе, после чего диапазон изменения концентраций каждого элемента варьировал в диапазоне от 0 до 1, поэтому градации горизонтальной оси составляют первые единицы.

Результаты исследований

По результатам определения остатков макрофауны, согласно заключению Е.Ю. Барабошкина, только образцы с отметок 243,5 м и 271,5 м лишь предположительно можно отнести к верхнему альбу по присутствию ювенильных (молодых) иноцератов *Birostrina sp. juv.* (?cf. *liwerowskyae*), распространенных в этом интервале в Прикаспии, на Мангышлаке и Северном Кавказе.

Ведущим методом при обосновании стратиграфического возраста в данном случае, безусловно, является микрофаунистический анализ. Комплекс фораминифер из интервала 330,5-400 м состоит из бентосных форм с агглютинированной раковиной, среди которых наиболее часты: *Ammodaculites subcretaceous* Cushman et Alexander, *Ammodiscus cretaceous* (Reuss), *Evolutionella albaensis* Nikitina et Vassilenko, *Gaudryina subcretacea* (Cushman), *Haplophragmoides cf. rosaceus* Subbotina, *H. concavus* (Chapman), *Hyperammia gaultina* Ten Dam, *Recurvoides sp.*, *Reophax cf. guttus* Vassilenko, *R. deckeri* Tappan, *Thalmanamina sp.*, *Trochammina imiataensis* Tappan, *Vernuilina kasahstanica* Mjatluk. Систематический состав из этого интервала близок к ассоциации фораминифер отложений парамоновской свиты Подмосковья [1] и позволяет отнести его к верхнему альбу.

Несколько выше, на уровне отметки 328 м, происходит резкое изменение в систематическом составе фораминифер, и вышележащий комплекс (289-328 м), состоящий из преимущественно секретионных бентосных форм, уже соответствует нижнему сеноману. Этот комплекс содержит фораминиферы: *Ammodiscus cretaceous* (d'Orbigny), *Arenobulimina presli* Reuss, *Cibicides polyrraphes* (d'Orbigny), *Dentalina debilis* (Berthelin), *Eoguttuli-*

na polygona (Terquem), *Gaudryina filiformis* Berthelin, *Gavelinella cenomanica* (Brotzen), *G. baltica* (Brotzen), *G. intermedia* (Berthelin), *G. berthelini* (Keller), *Globulina prisca* Reuss, *Gyroidinoides subconicus* (Vassilenko), *Haplophragmoides cf. rosaceus* Subbotina, *H. concavus* (Chapman), *Hoeglundina dorsoplana* (Mjatluk), *Lenticulina gaultina* (Berthelin), *L. diademata* (Berthelin), *L. macrodisca* (Reuss), *Lingulogaveleinella jarzevae* (Vassilenko), *Marginulina jonesi* (Reuss), *M. pseudolinearis* Jannin, *Marginulinopsis acuticostata* (Reuss), *M. gracilissima* (Reuss), *Nodosaria paupercula* Reuss, *N. doliiformis* Echenberg, *Ramulina sp.*, *Textularia chapmani* Lalicker, *Trochammina umitaensis* Tappan, *Valvulinaria lenticula* (Reuss), *Voloshinoides anglicus* (Cushman), *V. advena* (Cushman), много остракод.

Однако фораминиферы *Arenobulimina presli* Reuss, *Gavelinella cenomanica* (Brotzen), *G. baltica* (Brotzen), *Lenticulina gaultina* (Berthelin), *Voloshinoides anglicus* (Cushman) и другие, характеризующие зону *Gavelinella cenomanica*, встречаются в Поволжье, согласно стратиграфической схеме верхнемеловых отложений Среднего и Нижнего Поволжья Е.М. Первушова, А.В. Иванова (НИИ геологии СГУ), как в нижнем, так и в основании среднего сеномана. Поэтому глинисто-алевритовую толщу в интервале 289-328 м можно датировать нижним-средним сеноманом.

Большинство видов радиолярий *Anachoreta sagitta* Dogherty, *Cavaspongia cylindrica* Dogherty, *C. euganea* (Squinabol), *Crolanium cf. albaense* Kasinzova, *C. cf. triangulare* (Aliev), *C. cuneatum* (Smirnova et Aliev), *C. triangulare* (Aliev), *C. triquetrum* Pessagno, *Crucella messinae* Pessagno, *Dictyomitra montisserei* (Squinabol), *D. teangiuda* Dogherty, *Dispongotropus acutispinus* (Squinabol), *Godia coronata* (Tumanda), *Holocryptocanium barbui* Dumitrica, *Mallanites ? triquetrum* (Squinabol), *Paronaella grapevinensis* (Pessagno), *Pessagnobrachia dalpiazii* (Squinabol), *Porodiscus kavilkinensis* Aliev, *Savaryella novalensis* (Squinabol), *S. spinosa* Dogherty, *Stichomitra communis* Squinabol, *Torculum dengoi* (Schmidt-Effing) и других, определенных в интервале 333-385 м, в том числе и типично альбские формы рода *Crolanium*, встреченные в интервале 351-400 м, распространены от альба до сеномана включительно или в еще более широком возрастном диапазоне. Таким образом, анализ комплекса радиолярий не противоречит заключению о верхнеальбском возрасте глинистой толщи (330,5-400 м). Более того, данные о распространении радиолярий в разрезе скв. 200 хорошо согласуются с результатами комплексных исследований меловых отложений Пензенского района (эти сведения взяты из заключения Э.А. Молоствовского и других (1998) по ком-

плексному исследованию разрезов скв. 4, 5, 7 и 10). В Пензенском районе радиолярии (определения В.С.Вишневской) характеризуют только альбскую часть разреза и не встречаются в вышележащих верхнемеловых отложениях. Возможно, сам факт наличия радиолярий в пограничных слоях ниже- и верхнемелового отдела Среднего Поволжья можно рассматривать как признак альбского возраста пород, а остракоды (которые встречены только в отложениях, датированных по фораминиферам как нижнесеноманские) - как индикатор сеноманского возраста. Однако этот вывод, конечно, нуждается в дальнейшем подтверждении фактическим материалом по другим опорным разрезам.

Представление о палеомагнитной структуре разреза скв. 200 можно получить только в интервале 287,5-400 м, так как вышележащая часть разреза около полусотни метров мощностью (240-287,5 м) охарактеризована всего лишь 9 палеомагнитными образцами, из которых 7 сконцентрированы в верхах разреза мощностью всего 5 м (рис. 1).

В интервале 287,5-400 м на фоне преобладания прямой полярности выделяются три зоны обратного знака (350,5-368,5 м, 325-344,5 м и 297,5-316,5 м). Согласно датировкам отложений по фораминиферам, нижние две R-зоны соответствуют верхнему альбу, а верхняя - нижнему сеноману (рис. 1).

Кровля исследуемой части разреза (240-245 м), предположительно отнесенная к турону-маастрихту, характеризуется обратной полярностью (рис. 1).

Палеомагнитные данные косвенно подтверждают верхнеальбский возраст пород в интервале 330,5-400 м. В опорных разрезах альба Северного Кавказа, где магнитополярные определения надежно привязаны к зональным аммонитовым подразделениям общей стратиграфической шкалы [2], верхнему альбу соответствует знакопеременная зональность, а среднеальбский подъярус характеризуется исключительно прямой полярностью.

В сеноманском интервале шкалы известна только одна субзона обратной полярности, которая в разрезах Северного Кавказа и Копет-Дага приурочена к зоне *Acanthoceras rhotomagensis* среднего сеномана [8]. Нельзя исключить, что крупная R-зона, зафиксированная в интервале 298-316 м скв. 200, является аналогом средне-сеноманской R-субзоны, так как фораминиферная зона *Gavelinella cenomanica* соответствует не только нижнесеноманскому подъярису, но, согласно схеме Е.М.Первушова, А.В.Иванова, и основанию среднего сеномана. Если это предположение справедливо, то значительная часть нижнего сеномана в разрезе отсутствует. Точка зрения о наличии длительного перерыва в осад-

конакопления на рубеже альбского и сеноманского веков подтверждается полным исчезновением радиолярий и резкими изменениями в систематическом составе фораминифер на уровне 330,5 м.

Дополнительно местоположение границы альба и сеномана и сопряженного с ней стратиграфического несогласия на отметке 330,5 м аргументируется характером вертикального распределения литологических, петромагнитных, геохимических и каротажных характеристик. Перечисленные признаки связаны с теми или иными особенностями вещественного состава пород, а их скачкообразные изменения обусловлены резкой сменой седиментационных обстановок в связи с размывами и перерывами в осадконакоплении [4].

К рубежу 330,5 м приурочена подошва первого снизу прослоя алевритового. Вверх по разрезу содержание алевритового материала возрастает, в интервале 250-236 м он полностью преобладает (рис. 1). Выше залегают карбонатные отложения (мергели, мел), турон(?) - маастрихтского(?) возраста. С точки зрения свитного подразделения местоположение подошвы сеноманской толщи наиболее логично определить по первому появлению более грубообломочного (алеваитового) материала, а кровлю - либо по основанию пачки преимущественно песчано-алеваитистых пород (236-250 м), содержащих многочисленные желваки фосфоритов, либо по первому появлению в этой части разреза глинисто-карбонатного материала (247 м). Для более точного обоснования верхней границы сеномана необходимы дополнительные палеонтологические данные.

Вероятно, верхнеальбская глинистая толща (330,5-400 м) соответствует парамоновской свите, выделяемой в Саратовско-Волгоградском Заповье, согласно схеме нижнего мела Прикаспийского региона (Ю.А.Писаренко и другие). Нижне-среднесеноманская глинисто-алеваитовая толща, переходящая вверх по разрезу в алевриты, вплоть до массового появления фосфоритов (250-330,5 м) должна быть отнесена к циковской свите, выделяемой в Волгоградском Левобережье, согласно схеме верхнего мела Среднего и Нижнего Поволжья Е.М.Первушова, А.В.Иванова.

Петромагнитные вариации также обнаруживают наиболее существенные изменения на уровне 330,5 м. Здесь резко повышаются значения J_{rs} , что обусловлено увеличением концентрации ферромагнитного материала. С этой же глубиной сопряжена граница ритмов, отчетливо зафиксированных на кривой dk , которые отражают осцилляции окислительно-восстановительного режима в придонных слоях палеобассейна. Достаточно очевидные изменения величин k , J_n , H_n также приурочены к отметке 330,5 м (рис. 1).

Один из наиболее рельефных геохимических рубежей, проявленных на аддитивном графике, также приурочен к уровню 330,5 м.

Судя по материалам стандартного каротажа, к глубине 330,5 м приурочены наиболее выразительные изменения в характере кривых ПС, ГК и потенциал-зонда. Следующие вверх по разрезу резкие изменения каротажных графиков происходят в интервале 240-250 м (рис.1).

Таким образом, по комплексу литологических, петромагнитных, спектральных и каротажных признаков, отражающих те или иные особенности вещественного состава пород, граница альбского и сеноманского ярусов определяется на отметке 330,5 м.

В альбском интервале аддитивный график, построенный по данным спектрального анализа, отчетливо подразделяется на три части: нижняя (383-400 м) характеризуется высокими значениям аддитивного параметра (> 15 , среднее арифметическое (с.а.) = 15,7), средняя (359,5-383 м, с.а. = 9,8) - низкими (8-13) и верхняя (330,5-359,5 м) вновь более высокими (9-13, с.а. = 11,4). С границами геохимических ритмов совпадают и значимые изменения петромагнитных параметров. С трехчленным подразделением верхнеальбской толщи по геохимическому признаку коррелирует строение кривой магнитной восприимчивости: средний интервал (359,5-383 м) отмечен минимальными значениями k ($3-19 \cdot 10^{-5}$ ед.СИ, с.а. = $9,3 \cdot 10^{-5}$ ед.СИ), а нижний и верхний более высокими значениями параметра ($11-15 \cdot 10^{-5}$ ед.СИ, с.а. = $13,9 \cdot 10^{-5}$ ед.СИ и $11-18 \cdot 10^{-5}$ ед.СИ, $13,7 \cdot 10^{-5}$ ед.СИ соответственно). С уровнем 359,5 м совпадает характерная точка на осредненном графике dk , фиксирующая переход от высоких значений прироста магнитной восприимчивости ($15-148 \cdot 10^{-5}$ ед.СИ, с.а. = $69,7 \cdot 10^{-5}$ ед.СИ) к низким ($12-74 \cdot 10^{-5}$ ед.СИ, с.а. = $30,6 \cdot 10^{-5}$ ед.СИ). Менее выразительные гра-

ницы отмечены на глубинах 383 - 359,5 м и на других петромагнитных графиках, и на кривых стандартного электрокаротажа (рис.1).

Подобная взаимосвязь геохимических, петромагнитных и каротажных данных может рассматриваться как свидетельство событийной природы границ выделенных ритмов, обусловленных сменой условий осадконакопления. Петромагнитные характеристики и материалы спектрального анализа, наряду с литологическими признаками и каротажными кривыми, следует использовать при детальном расчленении и корреляции разрезов.

Выводы

На основании комплексного анализа палеонтологических, магнитостратиграфических, геохимических, литологических и каротажных данных в разрезе

- возраст альбских отложений определен с точностью до подъяруса как верхний альб;

- предложено дополнительное расчленение верхнеальбских отложений на основе геохимических, петромагнитных и каротажных данных;

- обоснована граница альба-сеномана (330,5 м);

- установлен перерыв в осадконакоплении на границе альба-сеномана: по палеомагнитным данным в разрезе отсутствуют низы сеномана, а, возможно, и большая часть нижнесеноманского подъяруса;

- сеноманские отложения отнесены к верхам фораминиферовой зоны *Gavelinella cenomaniica* (верхи нижнего сеномана - низы среднего сеномана). Дополнительно среднесеноманский возраст пород аргументирован палеомагнитной корреляцией скв.200 с разрезами сеномана Северного Кавказа и Западного Копет-Дага.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 00-05-64773, 01-05-06244, 01-05-06245).

Л и т е р а т у р а

1. Возраст парамоновской свиты (альб Русской платформы) и глобальная трансгрессивно-регрессивная цикличность мела /А.С.Алексеев, Т.Н.Горбачик, С.Б.Смирнова, Н.Ю.Брагин //Стратиграфия. Геологическая корреляция.- 1996.- №4.- С.31-52.
2. Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю., Еремин В.Н. Био- и магнитостратиграфия альба в разрезе Акуша (Дагестан). Статья 2. Магнитостратиграфия //Бюл. МОИП, отд. геол.- 1997.- Т.72.- Вып.3.- С.41-51.
3. Буров Б.В., Ясонов П.Г. Введение в дифференциальный термомагнитный анализ горных пород.- Казань: Изд-во Казан. ун-та.- 1979.
4. Гужиков А.Ю., Молостовский Э.А. Стратиграфическая информативность численных магнитных характеристик осадочных пород (методические аспекты) //Бюл. МОИП., отд. геол.- 1995.- Т.70.- Вып.1.- С.32-41.
5. Каждан А.Б., Гуськов О.И. Математические методы в геологии.- М.: Недра, 1990.
6. Палеомагнитология /Под ред. А.Н.Храмова.- Л.: Недра, 1982.
7. Третьяк А.Н. Естественная остаточная намагниченность и проблема палеомагнитной стратификации осадочных толщ.- Киев: Наукова Думка, 1983.
8. Фомин В.А., Молостовский Э.А. Магнитостратиграфия сеноманских отложений Западного Туркменистана //Бюл. МОИП, отд. геол.- 2001.- Т.76.- Вып.4.- С.62-70.