

ISSN 0024-497X

• НАУКА •



ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

2
1992

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Шулькин В.М., Цуканова Е.В., Майборода А.Б.</i> Влияние современной гидротермальной деятельности на содержание металлов в донных осадках бухты Матупи (о-в Новая Британия, Папуа Новая Гвинея)	3
<i>Холодов В.Н., Хейров М.Б., Халилов Н.Ю.</i> История развития Среднего Каспия в олигоцен-четвертичное время и перспективы его нефтегазоносности	14
<i>Петрова В.В., Тумэнбаяр Б., Амарджаргал П.</i> Генетические типы и условия образования цеолитолитов Монголии	28
<i>Богданов Ю.В., Берлянд-Кожевников П.В.</i> Хромистые песчаные отложения докембрия Угуйского грабена	41
<i>Адмакин Л.А.</i> Типы тонштейнов в угольных пластах Минусинского бассейна	49
<i>Гаврилов Ю.О.</i> К геохимии терригенных отложений в связи с эвстатическими колебаниями уровня моря (нижняя и средняя юра, Северный Кавказ)	57
<i>Сочава А.В., Коренчук Л.В., Пиррус Э.А., Фелицын С.Б.</i> Геохимия верхневендских отложений Русской платформы	71
<i>Кузнецов А.П.</i> Терригенная минералогия пород фанерозоя бассейна Курской магнитной аномалии	90
<i>Гулиев И.С., Кляцко Н.В., Мамедова С.А., Сулейманова С.Ф.</i> Нефтегазопroduцирующие и коллекторские свойства отложений Южно-Каспийской впадины	110

Краткие сообщения

<i>Мусатов Е.Е.</i> Литостратиграфия четвертичных отложений в центральной части Баренцево-морского шельфа	120
<i>Щёголев И.Н., Ильяш В.В., Холин В.М., Лебедев И.П.</i> Стратиформное золото-сульфидное оруденение в железисто-кремнисто-карбонатных отложениях докембрия	125

Методика

<i>Осовецкий Б.М.</i> Минералогические диаграммы и их применение в литологии	134
Василий Михайлович Попов	141

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
MINISTRY OF GEOLOGY

MARCH-APRIL

1992

CONTENTS

<i>Shul'kin V.M., Tsukanova Ye.V., Myboroda A.B.</i> The influence of recent hydrothermal activities on the content of minerals in the bottom sediments of the Matupi Bay (New Britain island, Papua New Guinea)	3
<i>Kholodov V.N., Kheirov M.B., Khalilov N.Yu.</i> The evolution of the Central Caspian region in Oligocene-Quaternary time and its oil-gas prospects.	14
<i>Petrova V.V., Tumenbayar B., Amardjargal P.</i> Genetic types and the conditions of zeolitoid formation in Mongolia	28
<i>Bogdanov Yu.V., Berglyand-Kozhevnikov P.V.</i> Precambrian chrome sandy deposits of the Uguy graben	41
<i>Admakin L.A.</i> Thonstein types in coal seams of the Minusinsk basin	49
<i>Gavrilov Yu.O.</i> On geochemistry of terrigenous deposits in connection with eustatic sea level fluctuations (lower and middle Jurassic, North Caucasus)	57
<i>Sochava A.V., Korenchuk L.V., Pirrus E.A., Felitsyn S.B.</i> Geochemistry of the upper Vendian deposits of the Russian Platform	71
<i>Kuznetsov A.P.</i> Terrigenous mineralogy of Phanerozoic rocks of the Kursk Magnetic Anomaly basin	90
<i>Guliev I.S., Klyatsko N.V., Mamedova S.A., Suleymanova S.F.</i> Oil-gas producing and collecting properties of the deposits of the South Caspian basin	110

In Brief

<i>Musatov Ye.Ye.</i> Lithostratigraphy of Quaternary deposits in the central part of the Barents Sea shelf	120
<i>Shchegolev I.N., Ilyash V.V., Kholin V.M., Lebedev I.P.</i> Stratabound gold-sulphide mineralization in Precambrian iron-siliceous-carbonate deposits	125

Methodology

<i>Osovetsky B.M.</i> Mineralogical diagrams and thier application in lithology	134
<u>Vasily Mikhailovich Popov</u>	141

УДК 553.7.081 (665.2)

© 1992 г.

Шулькин В.М., Цуканова Е.В., Майборода А.Б.

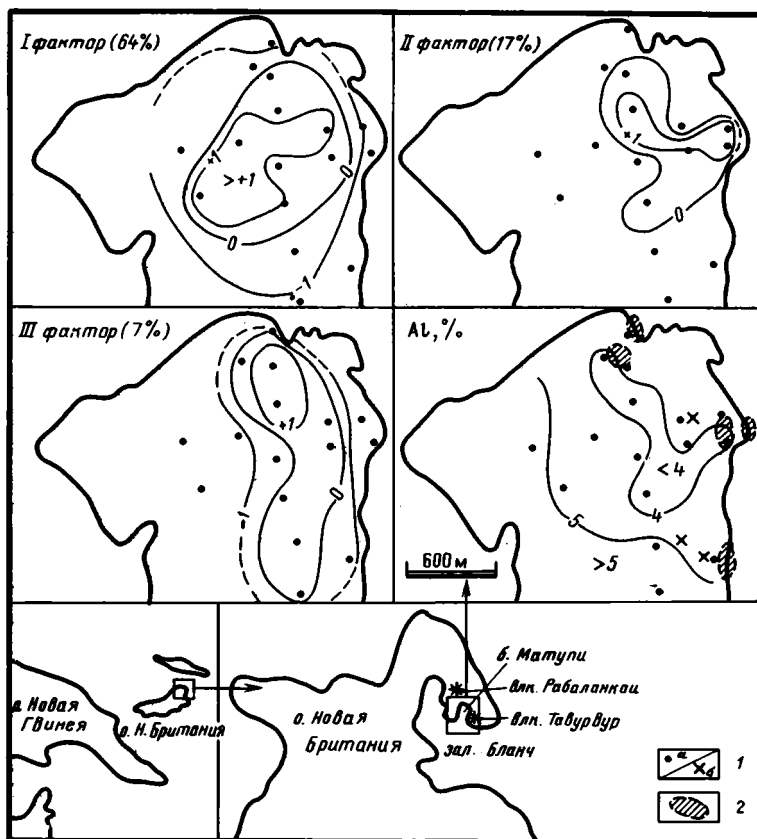
**ВЛИЯНИЕ СОВРЕМЕННОЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ
НА СОДЕРЖАНИЕ МЕТАЛЛОВ В ДОННЫХ ОСАДКАХ БУХТЫ
МАТУПИ (о-в НОВАЯ БРИТАНИЯ, ПАПУА НОВАЯ ГВИНЕЯ)**

Установлено, что в современных донных отложениях бухты Матупи в результате гидротермального поступления металлов, их перехода во взвесь и последующей седиментации содержание Fe, Mn, Zn повышено в 2–5 раз, а Pb, Cu в 1,5–2 раза относительно фона. Кроме того, выяснено, что вблизи выходов гидротерм формируются гидротермальные агрегаты двух типов: седиментационные корки гидроксидов Fe, обедненные Mn и микроэлементами, и кремнистые Fe–Mn-агрегаты, обогащенные микроэлементами. Показано, что разделить вклад седиментации, аномальной по химическому составу взвеси и разноса материала гидротермальных агрегатов, в формирование повышенного содержания металлов в осадках возможно при помощи факторного анализа.

При изучении современной подводной гидротермальной деятельности основное внимание уделяется зонам спрединга, где обнаружены мощные гидротермальные источники и связанные с ними сульфидные руды и металлоносные осадки [6, 9]. В областях островодужного вулканизма преобладает гидротермальная активность в аэральной обстановке, но и здесь имеются примеры подводной разгрузки гидротерм, сопровождаемые накоплением рудного вещества [1, 2, 12, 13, 16]. Поступление гидротермальных растворов в прибрежные воды с повышенной гидродинамической активностью и интенсивным терригенным осадконакоплением делает необходимым оценку влияния этих условий на распределение гидротермального вещества в донных отложениях.

Цель данной работы – характеристика концентрации и геохимических форм Fe, Mn, Zn, Cu, Pb в гидротермальных отложениях и донных осадках бухты Матупи, находящейся под влиянием современной гидротермальной деятельности [12]. Сбор материала проводился в мае 1990 г. во время экспедиции на НИС "Академик Несмеянов" – по изучению прибрежно-морских экосистем, находящихся под влиянием современной гидротермальной деятельности.

Бухта Матупи площадью 4 км² и максимальной глубиной 65 м является частью зал. Бланч на северо-востоке о-ва Новая Британия. Основная котловина бухты с глубинами более 20 м смещена к востоку. С юга бухты отделена от остальной части зал. Бланч песчаной отмелью глубиной 5–8 м, и только на востоке этого порога глубины увеличиваются до 25 м. В геологическом отношении весь залив Бланч является голоценовой кальдерой Рабаул, осложненной вулканическими постройками меньшего порядка [14]. Особенность бухты Матупи – ее близость к вул. Тавурвур, последнее извержение которого было в 1937–1943 гг., т.е. бухта Матупи расположена в наиболее вулканически активном участке зал. Бланч. Это выражается в наличии многочисленных газогидротермальных проявлений в литоральной [14] и сублиторальной частях бухты. Достаточно интенсивное поступление гидротермальных растворов в бухту Матупи и ее относительная изолированность от гидродинамически активных вод открытой части зал. Бланч делают бухту удобным объектом для изучения влияния современной гидротермальной деятельности на распределение металлов в прибрежной зоне.



Фиг. 1. Схема района работ, содержание алюминия и распределение собственных значений факторов в верхнем слое донных осадков бухты Матупи

1 — точки отбора донных осадков (а) и постановки седиментационных ловушек (б); 2 — гидротермальные выходы

В бухте Матупи выделяются три участка активной гидротермальной деятельности (фиг. 1). На восточном участке, примыкающем к вул. Тавурвур, гидротермальные растворы поступают только с литорали (от уреза до глубины 0,5 м) а на северо-восточном и северном участках в зоне влияния влк. Рабаланкаи кроме литоральных обнаружены и сублиторальные источники на глубинах 9–12 и 27 м соответственно.

Микроэлементный состав гидротермальных растворов различных полигонов не одинаков. Наиболее кислыми (рН 3,56) и обогащенными металлами являются термальные растворы, поступающие с влк. Тавурвур — самой молодой и активной вулканической постройки кальдеры Рабаул [14] и отражающие, вероятно, сольфатарную стадию поствулканической деятельности. По уровню концентрации металлы образуют ряд Mn, Fe (37100–28700 мкг/л) — Zn (812 мкг/л) — Pb (13,6 мкг/л) — Cu (4,1 мкг/л), достаточно обычный для кислых гидротерм областей андезитового вулканизма [10]. В соответствии с низким значением рН практически все металлы выносятся в растворенном виде.

Гидротермальные растворы, поступающие в северо-восточную и северную части бухты, существенно менее кислые (рН 6,76–7,25) и содержат Fe и Mn в количестве 178–3367 и 801–1507 мкг/л соответственно, концентрации Zn, Pb, Cu составляют 1,2–6,1 мкг/л. Увеличение рН вызывает гидролиз соединений Fe . В результате при рН 6,75 73% Fe выносятся в виде извести, а при рН 7,25 доля

взвешенных форм возрастает до 99,9%. Для остальных металлов сохраняется преобразование растворенных форм.

Таким образом, в бухту Матупи поступают горячие гидротермальные растворы, содержащие различные, но всегда повышенные количества металлов. Наиболее обогащены гидротермы Fe и Mn (на два—пять порядков по сравнению с прибрежными морскими водами за пределами гидротермального влияния). По остальным металлам обогащение относительно фона составляет 5–20 раз по Pb и 2–1000 раз по Zn, Cu.

Пробы донных осадков и образцы гидротермальных образований отбирали водолазы либо дночерпатели Ван-Вина. Анализировали верхний 3-сантиметровый слой отложений. Пробы осаждающегося материала собирали при помощи седиментационных ловушек (полиэтиленовых цилиндров диаметром 13 и высотой 80 см), установленных в восточной и северо-восточной частях бухты на расстоянии 5–10 м от дна при глубине в местах постановки 35–52 м. Экспозиция 4,8 сут. Всего отобрано и проанализировано три пробы осаждающегося материала и 28 проб донных осадков и гидротермальных образований.

Гранулометрический анализ определялся комбинацией ситового и пипеточного методов. Содержание $C_{орг}$ определяли бихроматным окислением [8].

Геохимические формы нахождения металлов определяли из проб естественной влажности путем последовательной обработки 1M уксусной кислотой и кислотновосстановительным реактивом (25%-ный гидроксилламин с 35%-ной уксусной кислотой; 1 г влажной пробы и 50 мл экстрагента). Параллельно определяли влажность. Полученные вытяжки отделяли фильтрованием, выпаривали и переводили в 5%-ную HCl. Данные вытяжки 1M уксусной кислотой интерпретировали как содержание легкоподвижных форм: сорбированный комплекс и часть аморфных гидроксидов Fe, Mn [15]. Кислотно-восстанавливающий реактив извлекает основную часть аморфных гидроксидов Fe, Mn [11] и интерпретируется как содержание восстанавливаемых форм металлов. Остаток после вытяжек разлагали смесью азотной и плавиковой кислот с последующим переводом в 5%-ную HCl, полученные данные интерпретировали как содержание литогенных форм. Для контроля параллельно разлагали навеску пробы, не обработанную вытяжками. Содержание металлов определяли методом пламенной атомно-абсорбционной спектрофотометрии на приборе "Сатурн-2" с контролем правильности определения по стандартным образцам СДО-1, 2, СКР-1, 2, 3 [5]. Точность и воспроизводимость анализа 10–15%.

Содержание Al определяли колориметрически с антразохромом [7].

Кроме того, образцы гидротермальных образований изучали на рентгеноспектральном микрозонде JСХ-5 и провели обзорный рентгеноструктурный анализ различных частей гидротермальных образцов на дифрактометре ДРОН-2 (анализ проведен О.В. Чудаевым, В.И. Таскаевым в ДВГИ ДВО АН СССР).

Современные данные осадки бухты Матупи представлены комплексом терригенных заиленных песков и алевритов с содержанием пелитовых фракций (< 0,01 мм) от 7 до 35%. Сортировка отложений, за исключением приурезовых песков, плохая: даже в заиленных алевритах центральной котловины содержание песчаных фракций составляет 17–35%. Цвет осадков рыжевато-коричневый, а в западной части бухты — рыжевато-оливковый до оливкового, что указывает на слабое развитие восстановительного диагенеза и примесь гидротермальных гидроксидов Fe. Характерной особенностью химического состава донных осадков бухты Матупи является пониженное содержание $C_{орг}$ (0,32–0,59% в песках и 0,68–1,55% в алевритах) и Al, а также повышенная концентрация Fe, Mn, Zn, Pb (табл. 1).

Кроме терригенных осадков в бухте Матупи вблизи выходов гидротерм обнаружены два типа гидротермальных образований, различающихся по морфологии и химическому составу: седиментационные железистые корки вблизи литораль-

**Содержание и геохимические формы нахождения металлов
в гидротермальных образованиях и современных донных осадках бухты Матупи**

Металл	Fe-кор- ки	Mn-Fe-агрегаты			Осаждающийся мате- риал*	Донные осадки, бухты**
		1	2	4		
Al	0,55	0,08	0,53	1,33	4,87(0,39)	4,06(0,48)
Fe1	0,11	0,05	0,04	0,01	2,05(0,56)	1,15(0,62)
Fe2	0,63	0,11	0,12	0,62	1,80(0,52)	0,95(0,32)
Fe3	44,58	2,59	13,11	14,14	5,65(0,72)	9,31(0,57)
Fe4	45,60	2,75	13,29	14,76	9,50(0,79)	11,27(0,82)
Mn1	0,010	0,022	0,101	1,002	0,51(0,06)	0,792(0,335)
Mn2	0,006	0,057	0,387	50,36	0,54(0,15)	0,049(0,011)
Mn3	0,339	0,026	0,069	0,532	0,084(0,025)	0,151(0,024)
Mn4	0,355	0,105	0,557	51,89	1,134(0,21)	1,041(0,222)
Zn1	17	6	17	462	238(28)	105(36)
Zn2	11	2	10	758	57(1)	42(12)
Zn3	66	31	177	208	108(30)	166(22)
Zn4	94	39	204	1458	403(31)	300(50)
Cu1	0,3	0,1	2	2	35(7)	7(1,6)
Cu2	0,6	0,1	2	10	6(3)	3(0,3)
Cu3	10	2	22	52	31(7)	43(6)
Cu4	11	2	26	64	72(15)	53(7)
Pb1	1	9	0,1	6	8(2)	6(1,7)
Pb2	0,1	63	0,1	29	20(18)	3(1,3)
Pb3	5	800	242	466	36(8)	20(5)
Pb4	6	872	242	501	64(25)	29(7)

Примечание. 1 — центральная часть агрегатов серого цвета; 2 — зеленовато-серая внутренняя часть агрегатов; 4 — внешняя гидроксидная часть агрегатов черного цвета.

*Осаждающийся материал, собранный седиментационными ловушками ($n=3$).

**Алевритовые илы центральной части бухты ($n=7$), Al, Fe, Mn — в %, Zn, Cu, Pb — в мкг/г, первое число — среднее, в скобках — стандартное отклонение выборки.

ных гидротерм и Mn-Fe-агрегаты в местах поступления сублиторальных гидротермальных растворов в северной части бухты.

Седиментационные корки гидроксидов Fe рыжего цвета рыхлые или уплотненные, в чистом виде распространены на верхней поверхности вулканно-галечных отложений, где достигают 30-миллиметровой толщины. В рыхлых осадках они диспергированы и смешаны с терригенной составляющей, придавая осадку в целом рыжий цвет. Для химического состава корок (см. табл. 1) характерно высокое содержание Fe (45,6%), приближающееся к содержанию Fe в чистом ферригидрите [3], и обедненность Al и микроэлементами. При этом подавляющая часть Fe находится в виде рентгеноаморфных форм, не восстанавливаемых гидроксиламином (см. табл. 1). Преобладание литогенных форм характерно и для других металлов. Таким образом, судя по морфологии и химическому составу, эти корки — результат седиментации продуктов начальных этапов нейтрализации кислых гидротермальных растворов в морской воде. Mn-Fe-агрегаты образуются в местах просачивания гидротермальных растворов на глубине 27 м на севере бухты. Они представляют собой куполовидные образования диаметром 10–50 и высотой 10–20 см, через осевую часть которых высачиваются гидротермальные растворы (фиг. 2). При диффузном поступлении гидротерм агрегаты рыхлые; при поставке через локализованный подводящий канал купола доста-

Фиг. 2. Фрагмент гидротермального агрегата у выхода сублиторальной гидротермы на севере бухты Матупи (глубина 27 м)

1 — центральная зона серого цвета; 2 — зона зеленовато-серого цвета; 3 — бурая зона гидроксидов железа; 4 — черная зона гидроксидов марганца



точно прочные с четкой структурой (см. фиг. 2). Визуально выделяется внутренняя часть, сложенная серым и зеленовато-серым нерудным материалом, слой с преобладанием гидроксидов Fe рыжего цвета и слой с преобладанием гидроксидов Mn черного цвета. Главной особенностью химического состава является обогащенность Mn возрастающая от 0,105% во внутренней нерудной части до 51,89% в черном наружном слое (см. табл. 1). С увеличением концентрации Mn повышается содержание Zn, Cu. Минимальные концентрации Fe также наблюдаются в центральных частях агрегатов, однако уже в зеленовато-сером материале количество Fe возрастает до 13,29% и далее меняется незначительно (см. табл. 1). Иное распределение демонстрирует Pb: максимальная концентрация этого металла имеет место во внутренней части агрегатов, обедненной Fe, Mn, далее в зеленовато-сером материале она несколько снижается, а к внешним слоям, сложенным гидроксидами Mn, вновь возрастает (см. табл. 1). Содержание Al в гидротермальных агрегатах понижено, при этом минимальные концентрации (0,08%) наблюдаются во внутренних нерудных частях (см. табл. 1).

Для геохимических форм нахождения Fe, Cu, Pb в гидротермальных агрегатах характерно преобладание достаточно устойчивых форм, не извлекаемых 1M уксусной кислотой или гидроксиламином (см. табл. 1), а основная часть Mn, Zn находится в виде подвижных геохимических форм. Среди подвижных форм металлов преобладают восстанавливаемые формы, извлекаемые гидроксиламином, и только для Zn достаточно велика роль легкоподвижных форм (см. табл. 1).

Просмотр шлифов и изучение распределения Fe, Mn, Al, Si в гидротермальных агрегатах на рентгеноспектральном микрозонде показали, что центральная часть агрегатов сложена, вероятно, аморфным гидротермальным кремнеземом (табл. 2).

В зеленовато-серой зоне при сохранении интенсивного окремнения появляется значительное количество Fe, содержание которого к внешнему краю агрегатов возрастает. Количество кремнезема при этом снижается. Во внешней зоне, сложенной гидроксидами Mn, остальные элементы присутствуют в резко подчиненном

Содержание Si, Al, Fe, Mn в различных частях гидротермального агрегата, %

Гидротермальный агрегат	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO ₂	П.п.п.
Центральная часть:					
серого цвета (1)	72,53	0,10	0,13	0,00	27,08
зеленовато-серого цвета (2)	31,99	0,07	13,73	0,15	51,45
Внешняя часть					
бурого цвета (3)	25,05	0,10	32,24	0,38	41,79
черного цвета (4)	0,61	0,05	0,67	41,29	60,27

Примечание. Числа в скобках соответствуют номерам зон, приведенных на фиг. 2.

количестве. Необходимо отметить высокую величину потерь при прокаливании, увеличивающуюся от 27% во внутренней зоне до 51% в Fe-Si-зоне и до 60% во внешней марганцевистой зоне. Судя по низкой концентрации Al, алюмосиликаты для данного типа гидротермальных агрегатов не характерны. Рентгеноструктурное изучение показало также отсутствие существенных количеств глинистых минералов.

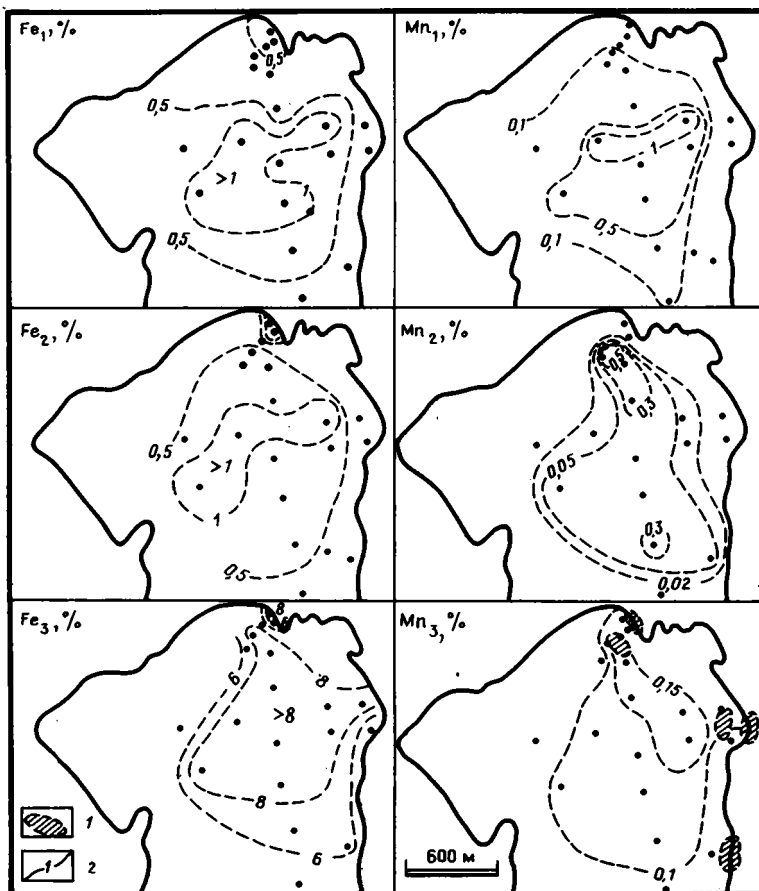
Для Fe в терригенных осадках бухты Матупи характерно преобладание литогенных форм (см. табл. 1). При этом максимальные (> 15%) концентрации обнаруживаются только в непосредственной близости к литоральным и сублиторальным гидротермам, а область повышенных (> 8%) содержаний занимает всю центральную котловину бухты. Напротив, максимальные концентрации восстанавливаемых и особенно легкоподвижных форм Fe тяготеют к центральной части бухты (фиг. 3).

Среди геохимических форм Pb, Cu в осадках также преобладают литогенные формы (см. табл. 1). В отличие от Fe повышенные концентрации Cu наблюдаются исключительно в отложениях центральной котловины, и только для литогенного Pb проявлено тяготение зоны максимальных концентраций к северному участку разгрузки подводных гидротерм (фиг. 4). Распределение восстанавливаемых и легкоподвижных форм Pb, Cu однотипно: зона их повышенных содержаний отмечается в осадках центральной части, и только для подвижных форм Cu имеет место существенное увеличение в осадках, прилегающих к сублиторальным гидротермам (см. фиг. 4).

Содержание литогенных и подвижных форм Zn в донных осадках бухты Матупи приблизительно равно, а среди подвижных преобладают легкоподвижные формы (см. табл. 1). Повышенные концентрации всех геохимических форм Zn наблюдаются в осадках всей центральной части бухты.

Основная часть Mn (> 75%) содержится в донных осадках в виде легкоподвижных форм (см. табл. 1). При этом максимальные концентрации легкоподвижного Mn локализуются в центре бухты (см. фиг. 3). Восстанавливаемые и литогенные формы Mn при сохранении зоны повышенных содержаний в центральной части образуют область аномально высоких концентраций в осадках вблизи подводных гидротерм (см. фиг. 3).

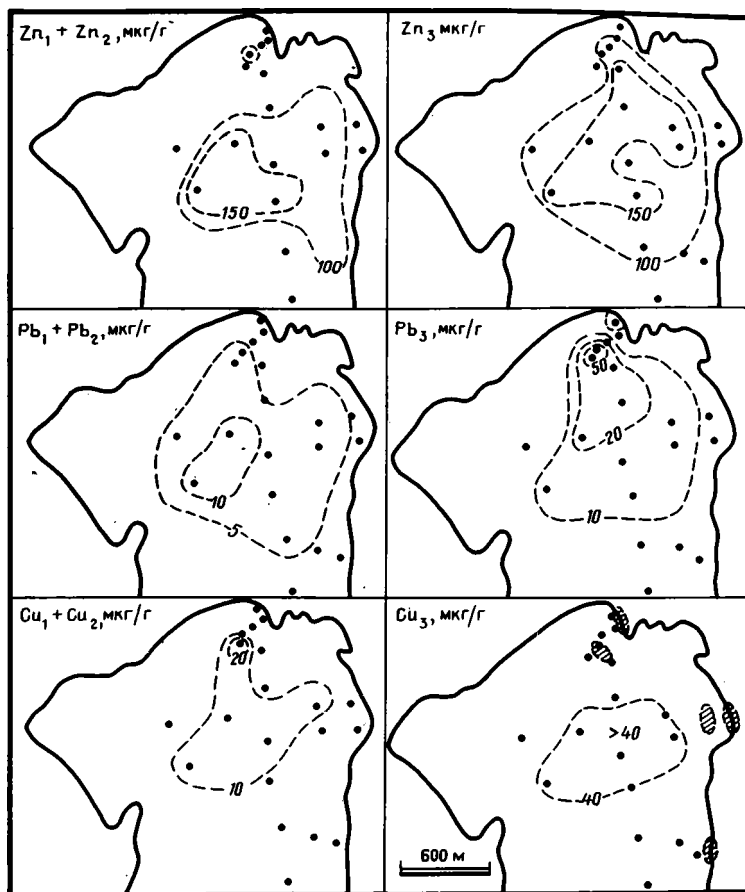
Таким образом, повышенные концентрации литогенных и подвижных форм всех металлов наблюдаются в современных донных отложениях центральной части бухты Матупи. Кроме того, литогенные формы Fe, Mn, Pb и геохимически подвижные формы Mn (восстанавливаемые) и Cu (восстанавливаемые и легкоподвижные) образуют локальные максимумы вблизи гидротермальных выходов. При этом у литоральных гидротерм наблюдается повышенное содержание только Fe, а влияние сублиторальных гидротерм распространяется и на другие металлы.



Фиг. 3. Распределение легкоподвижных (Me_1), восстанавливаемых (Me_2) и литогенных (Me_3) форм железа и марганца в донных осадках бухты Матупи
1 – гидротермальные выходы; 2 – изолинии равных концентраций

Влияние гидротерм на содержание металлов в современных донных осадках бухты Матупи может реализовываться через механическое разрушение и разнос материала описанных выше гидротермальных образований. Однако, судя по структуре геохимической аномалии в донных осадках, этот путь не является единственным. В связи с обедненностью вещества гидротермальных агрегатов и корок Al его концентрация в осадках может быть использована как индикатор примеси гидротермального материала. Осадки с пониженной (4%) концентрацией Al расположены в северо-восточной части бухты (см. фиг. 1), а отложения с содержанием Al менее 2,5% встречены только в непосредственной близости к подводным гидротермам. Таким образом, нельзя объяснить обогащение всех донных осадков бухты металлами механическим разносом вещества гидротермальных агрегатов.

Кроме прямого, возможно опосредованное влияние гидротерм через осаждение аномальной по химическому составу взвеси, происходящее по всей акватории бухты. Химический состав осаждающегося материала, собранного седиментационными ловушками, достаточно близок алевроитовым илам центральной части бухты (см. табл. 1), что позволяет предположить, что этот материал служит основным источником металлов в донных отложениях. В то же время в осаждающемся материале (по сравнению с осадками) увеличено содержание подвижных геохими-



Фиг. 4. Распределение суммы легкоподвижных и восстанавливаемых ($Me_1 + Me_2$) и литогенных (Me_3) форм цинка, свинца, меди в донных осадках бухты Матупи. Условные обозначения см. фиг. 3

ческих форм (см. табл. 1). Кроме того, имеет место изменение соотношения легкоподвижных и восстанавливаемых форм: в осаждающемся материале повышены абсолютная концентрация и относительное значение восстанавливаемых форм Mn, Pb, Fe, тогда как для Zn, Cu возрастание количества подвижных форм по сравнению с осадками происходит за счет легкоподвижных геохимических форм (см. табл. 1).

Содержание Al в осаждающемся материале больше, чем в алевритовых осадках центральной части бухты Матупи (см. табл. 1), что позволяет оценить соотношение поставки со взвесью и поступления за счет разноса гидротермальных образований в формировании донных отложений по формуле

$$X = \frac{Al_o - Al_r}{Al_d - Al_r},$$

где X — доля поставки с осаждающейся взвесью; Al_o , Al_d , Al_r — концентрация Al соответственно в осадках, материале седиментационных ловушек, гидротермальных агрегатах.

По данным, приведенным в табл. 1, доля вещества, поставляемого в осадки центральной части бухты вследствие седиментации взвеси, составляет 0,7–0,9 и только в отложениях с концентрацией Al менее 2,5% эта доля снижается до 0,4–0,45.

**Результаты расчета веса факторов и факторных нагрузок химического состава
донных осадков бухты Матупи**

Вес фактора	1	2	3
	64%	17%	7%
$C_{орг}$	0,81	-0,37	-0,11
Al	-0,35	-0,85	0,20
Fe1 + Fe2	0,87	-0,23	-0,36
Fe3	0,56	0,78	-0,10
Mn1 + Mn2	0,95	-0,14	-0,03
Mn 3	0,73	0,44	0,46
Zn1 + Zn2	0,89	-0,23	-0,03
Zn3	0,93	0,08	0,23
Cu1 + Cu2	0,77	-0,49	0,32
Cu3	0,75	0,18	-0,42
Pb1 + Pb2	0,88	-0,28	-0,17
Pb3	0,81	0,23	0,32

Примечание. $Me_1 + Me_2$ — сумма легкоподвижных и восстанавливаемых форм, Me_3 — содержание литогенных форм.

Дополнительную информацию о соотношении различных процессов, влияющих на осадки, можно получить, анализируя изменчивость их химического состава, например, методом главных компонент (МГК). Применение МГК основано на предположении, что изменчивость содержания химического элемента определяется совместным влиянием нескольких факторов, которые математически могут быть представлены в виде линейных комбинаций исходных признаков [4]. Вычисление этих факторов (главных компонент) базируется на анализе и преобразовании корреляционной матрицы. При этом вычисляется вес фактора (доля общей изменчивости выборки объясняемой данным фактором) и факторная нагрузка (коэффициент корреляции данного признака с данным фактором). Кроме того, определяется значение фактора для каждой конкретной пробы. Для донных осадков бухты Матупи анализ изменчивости химического состава позволил выделить три главных фактора, объясняющих в сумме 88% общей изменчивости выборки (табл. 3).

Первый фактор объясняет 64% общей изменчивости исследуемых признаков. Значимые факторные нагрузки на первый фактор имеют все геохимические формы всех металлов, за исключением Al, т.е. данный фактор отражает процесс, ведущий к обогащению донных осадков всеми металлами, кроме Al. Повышенные собственные значения первого фактора наблюдаются в осадках центральной части бухты, а по периферии бухты, в том числе вблизи гидротермальных выходов, значения первого фактора минимальны (см. фиг. 1). Все это позволяет интерпретировать первый фактор как обогащение осадков подвижными и литогенными формами металлов за счет осаждения взвеси, аномальной по химическому составу. Вхождение в структуру фактора $C_{орг}$ — компонента, характерного для взвеси, подтверждает это. Отрицательная (хотя и малозначимая) нагрузка на первый фактор Al — элемента, тяготеющего к пелитовой составляющей осадков, указывает на подчиненное значение механической дифференциации при обогащении донных осадков металлами. Второй фактор ответствен за 17% общей изменчивости. Значимую положительную нагрузку на второй фактор имеют литогенные формы Fe, Mn, а отрицательную — содержание Al и подвижных форм Cu (см. табл. 3). Максимальные значения второго фактора наблюдаются в осадках восточной и северо-восточной частей бухты (см. фиг. 1), т.е. в зоне прямого

влияния гидротерм. Таким образом, второй фактор отражает, вероятно, обогащение осадков литогенными формами Fe, Mn за счёт донного разноса материала седиментационных Fe-жорок и гидротермальных агрегатов. Отрицательная связь с данным фактором Al и подвижных форм Cu обусловлена обеднением вещества гидротермальных образований этими элементами (см. табл. 1). Третий фактор имеет значимую положительную нагрузку только на литогенный Mn и отрицательную — на литогенный Cu (см. табл. 3). Положительные значения третьего фактора наблюдаются в осадках восточной части бухты, а максимальные — на северо-восточном краю (см. фиг. 1), примыкающем к участку, где обнаружены марганцовистые гидротермальные агрегаты. Вероятно, выделение третьего фактора обусловлено избирательным обогащением части осадков литогенными формами Mn.

Таким образом, анализ изменчивости химического состава донных осадков бухты Матупи подтвердил, что основной причиной повышенной концентрации подвижных и литогенных форм металлов является седиментация обогащенной металлами взвеси. На изменчивость содержания литогенных форм Fe и Mn существенное влияние оказывает разнос продуктов разрушения гидротермальных образований.

Значение Mn/Fe в гидротермальных образованиях бухты изменяется от 0,008 до 3,51, отражая дифференциацию этих элементов, характерную для мелководного гидротермального процесса в отличие от пелагического [6]. Однако в рыхлых отложениях бухты величина Mn/Fe более выдержана (0,07–0,10), что превышает аналогичное отношение для осадков других прибрежных акваторий, подверженных влиянию современной гидротермальной деятельности [13, 16], и приближает осадки бухты Матупи к пелагическим металлоносным отложениям с величиной Mn/Fe 0,15–0,3 [6]. Причина — эффективная фиксация Mn в составе взвеси и ее последующая седиментация в пределах бухты. Аналогичный механизм ведет к обогащению осадков бухты Матупи Zn.

Гидротермальные агрегаты бухты Матупи имеют алюминиевый модуль $(Al/Al + Fe + Mn)$ 0,01–0,04 и могут считаться рудоносными образованиями [2]. Однако в рыхлых отложениях алюминиевый модуль повышается до 0,09–0,16 в непосредственной близости к гидротермам, а в осадках центральной части бухты составляет 0,25, что позволяет отнести их к группе металлоносных оксидных железомарганцевых отложений [2]. Оценивая масштаб влияния гидротерм на геохимию современных осадков бухты Матупи, необходимо учитывать очень высокую скорость терригенного осадконакопления, которая в центре бухты составляет 12 мм/год [12].

* * *

Под влиянием современной гидротермальной деятельности в донных осадках бухты Матупи повышено содержание Fe, Mn, Zn (в 2–3 раза выше фона) и Pb, Cu (в 1,5–2 раза) и отложения могут быть охарактеризованы как металлоносные.

Основной причиной обогащения металлами донных осадков, наблюдаемого по всей акватории бухты, является осаждение аномальной по химическому составу взвеси, сформированной в результате нейтрализации кислых гидротермальных растворов в водной толще. Ряд обогащения осадков металлами (Fe, Mn–Zn–Pb, Cu) соответствует обогащенности металлами исходных гидротерм.

Кроме того, под влиянием современной гидротермальной деятельности в бухте Матупи формируются гидротермальные образования двух типов: седиментационные Fe-корки, обедненные Mn и особенно Zn, Cu, Pb, и Fe–Mn кремнистые гидротермальные агрегаты, обогащенные Pb, Zn и в меньшей степени Cu. Разрушение и разнос веществ этих гидротермальных образований ведут к обогащению прилегающих донных осадков литогенными формами Fe и Mn. Соответствующее повышение концентрации в осадках Pb, Zn имеет место только в непосредственной близости к гидротермальным выходам.

Список литературы

1. Бутузова Г.Ю. Современный вулканогенно-осадочный железорудный процесс в кальдере вулкана Санторин (Эгейское море) и его влияние на геохимию осадков // Тр. ГИН АН СССР. 1969. Вып. 194. 140 с.
2. Бутузова Г.Ю. Типы современных гидротермальных и гидротермально-осадочных образований активных зон Мирового океана // Литология и полез. ископаемые. 1989. № 5. С. 3–23.
3. Гипергенные окислы железа. М.: Наука, 1975. 206 с.
4. Дэвис Дж. Статистика и анализ геологических данных. М.: Мир, 1977. 571 с.
5. Лончих С.В., Петров Л.Л. Стандартные образцы состава природных сред. Новосибирск: Наука, 1988. 273 с.
6. Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979. 280 с.
7. Методы химического анализа горных пород / Под ред. И.Д. Борнеман-Старынкевич. М.: Наука, 1983. 87 с.
8. Орлов Д.С., Гришина Л.А. Практикум по химии гумуса. М.: МГУ, 1981. С. 24–33.
9. Рона С. Гидротермальная минерализация областей спрединга в океане. М.: Мир, 1986. 159 с.
10. Современные гидротермы и минералообразование / Под ред. Ф.В. Чухрова. М.: Наука, 1988. 189 с.
11. Chester R., Hughes M.J. Chemical technique for separation of ferro-manganese minerals, carbonate minerals and absorbed trace elements from pelagic sediments // Chem. Geol. 1967. V. 1. № 3. P. 249–262.
12. Fergusson J., Lambert J.B. Volcanic Exhalations and metal enrichments at Matupi Harbor, New Britain, TPNG // Econ. Geol. 1972. V. 67. № 1. P. 25–37.
13. Holm N.G. Biogenic influences of the geochemistry of certain ferruginous sediments of hydrothermal origin // Chem. Geol. 1987. V. 63. P. 45–57.
14. Greene H.G., Tiffin D.L., McKee C.O. Structural deformation and sedimentation in an active caldera Rabaul, Papua New Guinea // Volcanology and Geothermal Res. 1986. V. 30. P. 327–356.
15. Kitano X., Fujioshi R. Selective leaching of Cd, Cu, Mn, Fe in marine sediments // Geochem. J. 1980. V. 14. № 13. P. 113–122.
16. Smith P.A., Cronan D.S. The geochemistry of metalliferous sediments and waters associated with shallow submarine hydrothermal activity // Chem. Geol. 1983. V. 39. P. 241–262.

Тихоокеанский институт
географии ДВО РАН,
Владивосток

Поступила в редакцию
22.V.1991

УДК 552.578/551.79 (262.8)

© 1992 г.

Холодов В.Н., Хеиров М.Б., Халилов Н.Ю.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ СРЕДНЕГО КАСПИЯ В ОЛИГОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ ЕГО НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

Описаны результаты изучения керна параметрической скважины, пробуренной в центральной части Среднего Каспия, и проанализированы геофизические данные, позволяющие глубже понять строение этого региона. На основе анализа истории развития Среднего Каспия делаются выводы о перспективности средне-плиоценовых отложений дельты палео-Волги.

Общезвестно, что в пределах Каспийского моря довольно четко обособляются три несколько различные части — Южный, Средний и Северный Каспий [17, 32].

Южный Каспий представляет собой очень сложно построенную впадину, максимальная глубина которой достигает 1025 м. Дно его осложнено многочисленными антиклинальными поднятиями и грязевыми вулканами; в строении чехла принимают участие мезозойско-кайнозойские отложения огромной (до 25 км) мощности, залегающие, по-видимому, непосредственно на базальтах океанической коры. Апшеронский порог отделяет Южный Каспий от расположенного к северу Среднего Каспия.

Средний Каспий также имеет профиль глубокой впадины; в пределах Дербентской котловины глубина моря равна 770–780 м. В геологическом отношении он занимает часть Скифско-Туранской эпипалеозойской платформы; здесь осадочный мезозойско-кайнозойский чехол залегает на доюрских кристаллических породах, смятых в сложную систему складок, а в центральных частях геофизическими методами обнаруживается "гранитный" слой, типичный для континентальной коры. Мангышлакский порог отделяет эту часть бассейна от Северного Каспия.

Северный Каспий представляет собой плоский мелководный водоем, глубины которого редко превышают 6–7 м; в его пределах прослеживаются реликты древнего рельефа и русел палеорек, захороненные водами моря (Уральская бороздина, впадина палео-Волги, Мангышлакская бороздина и др.). Эта часть Каспийского моря находится в пределах Русской докембрийской платформы; на докембрийском кристаллическом фундаменте здесь залегает палеозойско-мезозойский осадочный чехол (мощность 12–15 км), местами сильно осложненный явлениями солевой тектоники.

С позиций нефтегазоносности в пределах Каспийского моря большой интерес представляют различные части стратиграфического разреза, от палеозойских толщ Северного Каспия до миоцен-плиоценовых отложений Южного Каспия. В данной работе мы попытаемся оценить перспективность отложений преимущественно среднего плиоцена. Лучше всего эта часть разреза изучена в пределах Апшеронского порога и Западно-Туркменского шельфа.

В западной части Южно-Каспийской впадины широко распространена продуктивная свита; она представлена сложным чередованием песчаников, алевролитов и глин, образующих девять свит и горизонтов, мощность которых

в пределах Апшеронского и Бакинского архипелагов колеблется от 3000 до 4500 м. Детальное литологическое описание продуктивной свиты дано в ряде работ [1, 4, 15, 18, 22, 29].

В восточной части Южного Каспия этому же стратиграфическому интервалу соответствует красная толща Западной Туркмении; она также представляет собой чередование песчаников, алевролитов и глин, сложно переслаивающихся между собой. По данным А.Б. Вистелиуса и М.А. Романовой [7], в верхней части красноцветной толщи выделяются шесть литологически различных горизонтов. Изучение коротажных диаграмм скважин, вскрывающих всю мощность среднеплиоценовых отложений Челекена, проведенное В.В. Семеновичем [26], позволило ему выделить восемь различных пачек мощностью 2600 м. По новейшим геологическим данным, в красноцветной свите Туркмении четко выделяются 11 литологически различных горизонтов, содержащих пласты глин, песчаников и алевролитов. Общая мощность этих отложений здесь колеблется от 3250 до 5000 м; полная их литологическая характеристика приведена в работах [4–6, 18, 26].

Закономерности распространения и генезис отложений продуктивной и красноцветной толщ в Южном Каспии начали обсуждаться еще в 20–30-е годы XX в. По мнению В.В. Богачева, Д.В. Голубятникова и В.В. Вебера, к которым позднее присоединился и Н.Н. Андрусов [3], обе свиты, иногда выделяемые под общим названием *балаханской серии*, представляют собой типичные континентальные формирования временных потоков, возникших в условиях сухого и полусухого климата в результате денудации гор, окружавших Южно-Каспийскую равнину.

Полный переворот в палеогеографической трактовке происхождения балаханской серии произвели минералого-петрографические исследования В.П. Батурина [4]; они позволили рассматривать нефтесодержащие нижнеплиоценовые отложения как прибрежно-морские дельтовые и подводно-дельтовые отложения, возникшие в результате субсинхронной деятельности палео-Волги, палео-Куры, палео-Самура и палео-Узоя, впадавших в сильно сокращенный по площади и опресненный Южно-Каспийский морской водоем.

Аналогичную точку зрения на условия образования нижнеплиоценовых осадков Южного Каспия позднее высказали В.В. Семенович [26], А.В. Вистелиус и М.А. Романова [8], А.А. Алиев [1], Ш.Ф. Мехтиев и Н.В. Пашалы [18] и др.

Что касается нижнеплиоценовых отложений Среднего Каспия, то здесь долгое время достоверные данные отсутствовали. Предполагалось [4, 17, 19], что, хотя нижнеплиоценовый водоем в отдельные века этой эпохи занимал только Южно-Каспийскую впадину, периодически его осадки отлагались в пределах Кусаро-Дивиченского прогиба и части Сулакской впадины; иначе говоря, юго-западная часть Среднего Каспия время от времени также покрывалась водами моря-озера. В северо-восточной части этого региона, по-видимому, стабильно господствовали субазральные обстановки.

Сравнительно недавно комплексные геофизические исследования, проведенные А.Н. Гаджиевым и Ф.Г. Рагимхановым [10], позволили выявить на территории Среднего Каспия нижнеплиоценовую палеодолину Волги. По данным этих исследователей, нижнеплиоценовое русло Волги представляет собой крупный и очень пологий врез с характерной аккумулятивной террасой.

Общезвестно, что с нижнеплиоценовыми отложениями Южного Каспия связаны многочисленные промышленные месторождения нефти и газа. Обычно они представляют собой крупные антиклинальные складки, осложненные разломами и грязевыми вулканами; такие структуры чаще всего образуют пояса, вытянутые вдоль глубинных разломов в фундаменте.

Месторождения нефти и газа сосредоточены в пределах п-ова Апшерон и прилегающего к нему Бакинского архипелага, в Нижнекуринской впадине, в преде-

лах Апшеронского порога, на п-ове Челекен и в Западно-Туркменской впадине [2, 13].

Наиболее крупным нефтяным районом является п-ов Апшерон, в пределах которого нефтеносны более 30 тектонических структур.

В пределах Бакинского архипелага также недавно открыты и введены в эксплуатацию шесть нефтяных месторождений.

В Нижнекуринской впадине наиболее значительно Кюровдагское месторождение; остальные объекты относятся к категории мелких и средних.

Вдоль Апшеронского порога, от п-ова Апшерон к п-ову Челекен, протягиваются две зоны тектонических структур; среди них южная цепь поднятий включает в себя пять крупных месторождений Бакинского архипелага. На территории Западной Туркмении ее продолжают нефтяные залежи северной структурной линии.

В Западно-Туркменской впадине [13] выделяются две полосы нефтяных и газоконденсатных месторождений. Первая из них имеет субширотное простираание и включает нефтяные залежи Западного Челекена, Дагаджика, Котур-Тепе, Барса-Гельмеса, Небитдага и Кумдага. Из этого же района, но уже в субмеридиональном направлении уходит другая цепь нефтегазоносных структур, среди которых наиболее крупными являются восемь месторождений.

Таким образом, подковообразная и почти непрерывная полоса промышленных месторождений нефти и газа с севера окаймляет всю Южно-Каспийскую впадину.

Перспективы нефтегазоносности Среднего Каспия обычно считаются связанными не с нижнеплиоценовыми, а главным образом с более древними отложениями [17]; основанием для таких оценок является открытие многочисленных газонефтяных месторождений, которые в Восточно-Предкавказской нефтегазоносной области (НГО) залегают в разновозрастных толщах от триаса до палеогена, в Терско-Каспийской НГО тяготеют к меловым, олигоцен-эоценовым или миоценовым толщам, а в Южно-Мангышлакской НГО располагаются в отложениях триаса, юры и мела.

Что же касается отложений нижнего плиоцена, то геофизические исследования осадочного чехла Среднего Каспия, позволившие обнаружить в нем палеорусло Волги [9, 10], существенно меняют их перспективную оценку. Действительно, наличие крупной рукавообразной литологической ловушки, простирающейся на большие расстояния, позволяет предполагать в платформенной части Среднего Каспия по аналогии с Мексиканским каньоном наличие региональной зоны нефтегазонакопления.

Для проверки и уточнения геофизических данных в центральной части Среднего Каспия были запроектированы три параметрические скважины. Скважина 1 располагается в пределах северо-восточного борта Дербентской котловины, на линии городов Махачкала — Шевченко, примерно на равном расстоянии от того или другого населенного пункта (ее проектная глубина 2250 м).

Сравнительно недавно бурение скв. 1 было завершено; результаты литолого-петрографического исследования кернов и комплексного геофизического изучения разреза обсуждаются в данной статье.

К востоку от пробуренной скважины на расстоянии 2,0–2,5 км друг от друга закладываются параметрические скв. 2 и 3 (их проектные глубины — 2000 м). Можно надеяться, что материалы, полученные в ходе этого параметрического бурения, позволят существенно уточнить представления о строении казахстанского шельфа Среднего Каспия.

В разрезе скв. 1 в интервале глубин 80–2250 м было отобрано более 70 кернов литологически различных пород; они были изучены с помощью гранулометрического, термического, рентгенодифрактометрического, электронно-микроскопического и других методов современного минералогического анализа.

Применение микрофаунистического метода в сочетании с литолого-петрографическим, минералогическим и геофизическим анализами позволило устано-

вить, что в разрезе скв. 1 были вскрыты олигоцен-нижнемиоценовые (2250–1381 м), нижнеплиоценовые (1381–1250 м), верхнеплиоценовые (акчагыльский ярус в интервале 1250–1190 м, апшеронский – 1190–840 м) и четвертичные (840–80 м) отложения; таким образом, суммарная мощность изученных отложений составляет 2217 м.

Кроме минералого-петрографических исследований при характеристике разреза скв. 1 нами широко использовался комплекс разнообразных геофизических методов – бокового каротажного зондирования (БКЗ), бокового каротажа (БК), нейтронного каротажа (НК), диаметрического скважинного кавернометража (ДСК), микрокаротажного зондирования (МКЗ), микробокового каротажа (МБК), термокаротажа (ТК), γ -нейтронного каротажа (ГНК), γ -каротажа (ГК).

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА СКВ. 1

Стратиграфические, литолого-минералогические и фациальные особенности строения осадочного чехла Среднего Каспия изображены на фиг. 1.

Залегающие в основании разреза олигоцен-нижнемиоценовые отложения отличаются необычайным однообразием состава, они представлены серыми бескарбонатными и однородными глинами. В этой мощной толще тонкослоистые глины часто чередуются с неслоистыми ячеистыми разностями.

Глины слабо изменены и весьма пластичны; по шкале катагенетических преобразований они, по-видимому, вряд ли прошли стадии МК₁ и МК₂ мезокатагенеза.

Повсеместно глины олигоцена – нижнего миоцена характеризуются небольшим (0,5–0,8 Ом) удельным сопротивлением и слабой геофизической дифференциацией. Исключение составляют данные ГК; по содержанию радиоактивных химических элементов в толще отчетливо прослеживаются три глубинных интервала повышенного значения естественной радиоактивности (1590–1608; 1630–1655; 1885–1905 м). Так как в глинах часто присутствуют фосфатизированные костные остатки рыб и их чешуя, весьма возможно, что интервалы повышенного значения радиоактивных элементов соответствуют их скоплениям.

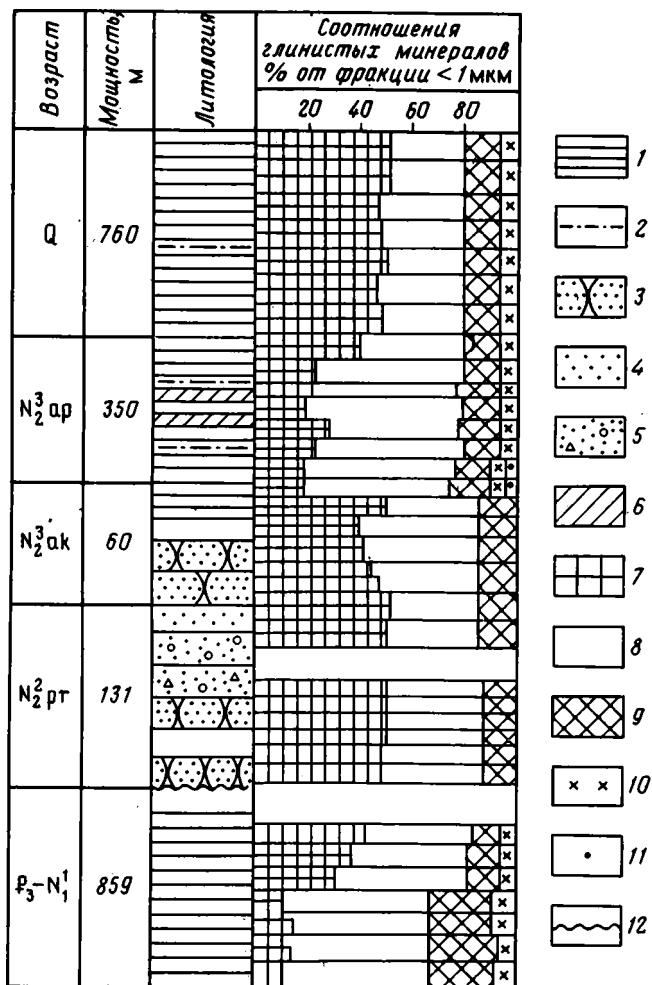
Нижнеплиоценовые отложения несогласно залегают на отложениях олигоцена – нижнего миоцена и имеют небольшую (130 м) мощность. Фаунистический анализ показывает, что из разреза скважины полностью выпадают отложения среднего миоцена и нижнего плиоцена; таким образом, накоплению толщ среднего плиоцена предшествовали регрессия и размыв.

Нижнеплиоценовая толща в основном складывается средне- и крупнозернистыми олигомикстовыми кварцевыми известковистыми песчаниками и песками. Содержание карбонатов в них редко превышает 11%; чаще всего эти терригенные образования отличаются большой рыхлостью. Как правило, пески и песчаники отличаются хорошей отсортированностью; по данным, приведенным в таблице, содержание песчаной фракции в них колеблется от 51,8 до 88,5%, тогда как содержание пелитовой фракции составляет только 4–13,2%.

Терригенные породы нижнего плиоцена характеризуются высокими коллекторскими свойствами. Для них типичны высокая пористость (19,6–30,4%) и большая ($400 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$) проницаемость.

В средней части терригенной толщи встречен пласт конгломератов; эти породы состоят из многочисленных окатанных обломков карбонатных и кремнистых пород, среди которых встречаются мелкие обломки кварца и полевых шпатов. Размеры обломков колеблются от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров. Конгломераты плотно сцементированы карбонатным цементом.

Следует подчеркнуть, что крупные гальки и обломки петрографически различных пород характерны не только для пласта конгломератов, но и для всей толщи нижнеплиоценовых песчаных пород, что сближает эти образования с современными русловыми отложениями Волги и Ахтубы [23].



Фиг. 1. Литолого-минералогическая характеристика олигоцен-четвертичных отложений

1 – глина; 2 – алевроитовая глина; 3 – песчаник; 4 – песок; 5 – конгломерат; 6 – мергель; 7 – монтмориллонит; 8 – гидрослюда; 9 – каолинит; 10 – хлорит; 11 – смешанослойные глинистые образования; 12 – несогласное залегание

Вышележащие отложения акчагыльского яруса связаны с нижнеплиоценовыми песчано-конгломератовыми толщами постепенным переходом. В нижней части акчагыл представлен олигомиктовыми кварцевыми и кварц-полевошпатовыми песками и песчаниками. В них содержание фракции 0,25–0,1 мм относительно увеличено (см. таблицу); иначе говоря, в направлении от продуктивной свиты к акчагылу наблюдается уменьшение размерности грубых фракций.

Песчаники слабо сцементированы карбонатным материалом, отличаются низким электросопротивлением, высокой проницаемостью и большой пористостью.

В верхней части акчагыльских отложений, суммарная мощность которых достигает 60 м, появляется пачка тонкослоистых серых глин.

Отложения апшеронского яруса мощностью 350 м, в отличие от подстилающих толщ, представлены преимущественно глинистыми породами, окрашенными в серый, реже бурый цвет. Глины неслоисты и тонкодисперсны,

Сравнительная характеристика песчано-алевритовых коллекторов среднего плиоцена и акчагыла

Возраст	Интервал отбора керна, м	Карбонатность, м	Гранулометрический состав нерастворимого остатка, % по фракциям, мм				Пористость, %	Проницаемость, 10^{-15} м^2
			> 0,25	0,25–0,1	0,1–0,01	< 0,01		
N ₂ ak	1220–1225	5,0	2,4	77,6	15,2	4,8	18,4	Высокая
То же	1235–1240	4,0	13,6	72,0	10,3	4,1	22,4	"
N ₂ pr	1250–1255	6,1	17,0	65,4	9,8	7,8	25,8	"
То же	1275–1280	10,6	55,2	33,3	7,2	4,3	19,6	"
"	1290–1295	6,1	2,8	49,0	35,0	13,2	28,7	722,2
"	1354–1361	5,0	7,8	65,2	16,5	10,5	30,4	459,4

отдельные прослои обогащаются алевритовым материалом. Содержание пелитовой фракции в них колеблется в пределах от 59 до 80%, а алевритовой – от 12 до 37%. Содержание грубой песчаной фракции невелико. Только в одном из изученных образцов глин песчаная фракция составляет 15,7%, причем всего лишь 1,7% ее приходится на долю крупнопесчаной (> 0,25 мм) фракции.

В разрезе апшерона часто встречаются также прослои светло-серых, жирных на ощупь тонкодисперсных глинистых мергелей. Содержание карбонатов в них колеблется в пределах от 44 до 63%; пелитовая фракция нерастворимого в HCl остатка составляет 78–80%.

Четвертичные отложения мощностью 760 м, как и отложения олигоцена – нижнего миоцена, представлены довольно однообразными тонкодисперсными серыми глинами. Эти породы слабо известковисты (CaCO_3 5–15%) и часто обладают характерной ячеистой текстурой. В отличие от глин основания разреза, четвертичные глинистые толщи содержат очень редкие фаунистические остатки.

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ РАЗРЕЗА СКВ. 1

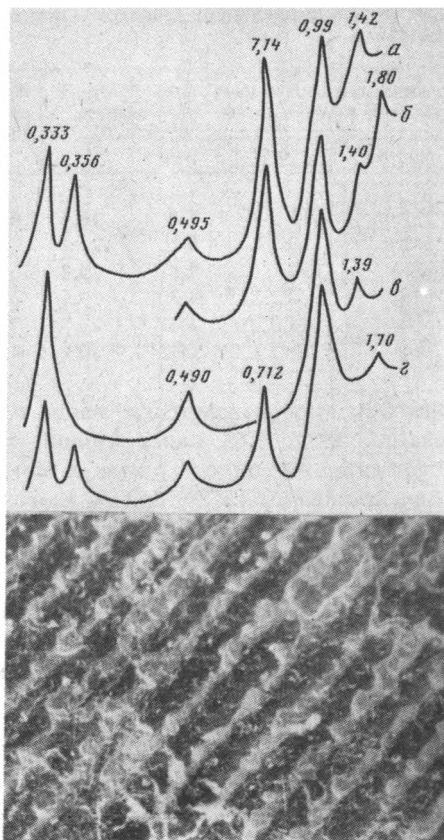
Глинистые минералы в кернах скважины изучали путем выделения фракции 1 мкм, приготовления ориентированных препаратов и их исследования термографическим, электронно-микроскопическим и рентгенодифрактометрическим методами [14, 20, 24, 25]. Количественные соотношения между гидрослюдой, каолинитом и хлоритом рассчитывали по методике Бискайе [36], а при участии монтмориллонита использовали методы Синума, Кобаяши [37].

В тонкопелитовой фракции большинства изученных кернов наиболее распространены гидрослюда, монтмориллонит и каолинит. В незначительных количествах встречается хлорит. Спорадически отмечается присутствие смешанослойных глинистых образований ряда монтмориллонит – гидрослюда и хлорит – монтмориллонит с неупорядоченным чередованием слоев.

Гидрослюда определена базальным рефлексом при 0,980–0,990 нм и его высокими порядками, стабильными при насыщении образцов глицерином, обработке теплым раствором соляной кислоты и нагреве при 580°С. Она относится к диоктаэдрической структурной полиморфной модификации $2M_1$, на что указывают дифракционные эффекты, зарегистрированные (на порошкограммах) при межплоскостных расстояниях 0,466; 0,430; 0,351; 0,320; 0,300 нм и др., а также средней интенсивности рефлекса при 0,490–0,495 нм и $d(060)$ 0,150 нм. Модификации $1M$ и $1Md$ почти не проявились.

Каолинит диагностировался по базальному рефлексу 0,712–0,714 нм и его высоким порядкам, которые исчезают после прокаливании образца при 580°С и сохраняются при обработке его теплым 10%-ным раствором HCl.

Как каолинит, так и гидрослюда характеризуются четкими базальными ре-



Фиг. 2. Дифрактограммы и электронная микрофотография (увел. 560), характерные для глин нижней части олигоцена – нижнего миоцена (1967–1974 м)

а – воздушно-сухой образец; *б* – насыщенный глицерином; *в* – нагретый при 580 °С; *г* – обработанный 10%-ным раствором

флексам, которые указывают на их хорошую окристаллизованность. Для каолинита характерна также регистрация рефлексов общего типа внутри интервала межплоскостных расстояний 0,250–0,350 нм.

Для монтмориллонита характерна регистрация базального рефлекса первого порядка при 0,140–0,146 нм, который смещается в сторону меньших углов отражения (до 0,178–0,180 нм) после насыщения образца глицерином и больших (до 0,980 нм) после прокаливании при 580 °С.

Хлорит, встреченный в изученных образцах, характеризуется базальным рефлексом при 1,40–1,41 нм и стабильным при насыщении глицерином. Нагрев образца при 580 °С приводит к усилению интенсивности указанного рефлекса почти в 2 раза. Обработка 10%-ным раствором HCl приводит к разрушению его кристаллической решетки.

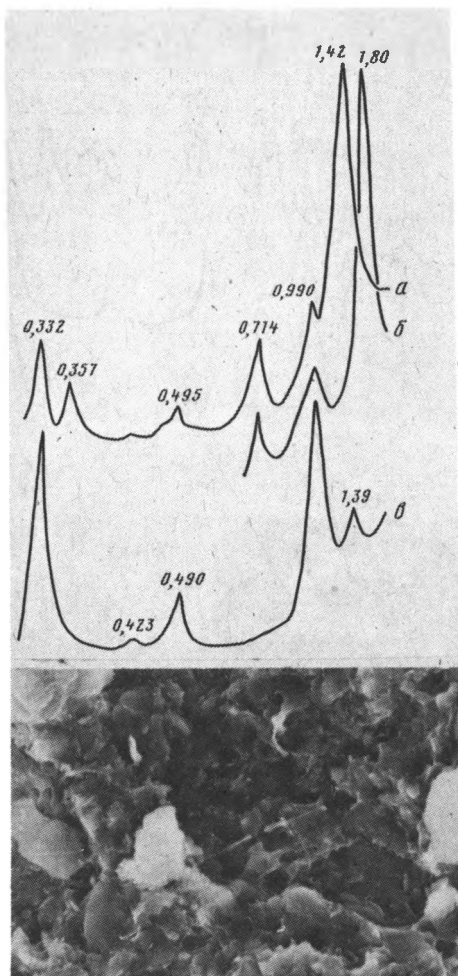
Смешанослойные образования гидрослюдисто- и хлорит-монтмориллонитового ряда с неупорядоченным чередованием слоев определены дифракционными эффектами, фиксированными внутри интервала межплоскостных расстояний 1,10–1,38 нм на дифрактограммах воздушно-сухих образцов, которые смещаются в сторону меньших углов при насыщении их глицерином. При нагреве рефлекс, характерный для смешанослойных образований хлорит-монтмориллонитового ряда, фиксируется внутри интервала 1,00–1,36 нм, а рефлекс, характерный для смешанослойных образований монтмориллонит-гидрослюдистого ряда, совпадает с базальным рефлексом первого порядка гидрослюды.

При анализе распространения глинистых минералов по разрезу скважины (см. фиг. 1) удалось выделить среди них следующие ассоциации.

Хлорит (5–10%)-монтмориллонит (5–15)-каолинит (25–40)-гидрослюдистая (40–60) ассоциация характерна для глин нижней части олигоцена (фиг. 2). Гид-

Figure 1 consists of two parts. Part (A) is a scanning electron micrograph (SEM) showing the surface morphology of polypropylene, which appears as a rough, textured surface. Part (B) shows two DSC thermograms, labeled 1 and 2. Curve 1 (top) shows melting peaks at 0.495, 0.714, 0.990, 1.42, and 1.80. Curve 2 (bottom) shows a melting peak at 0.490 and a weight loss of 14.7% at 300°C. The x-axis represents temperature in degrees Celsius, with markers at 130, 340, 570, and 900.

Для глин верхней части олигоцена – нижнего миоцена характерна каолинит (20–25%)-монтмориллонит (30–40)-гидрослюдистая (35–50) ассоциация (фиг. 3). Заметное увеличение здесь содержания монтмориллонита и уменьшение каолинита, возможно, отражает нарастание субтропических элементов климата на водосборах. Увеличение содержания монтмориллонита могло произойти также в



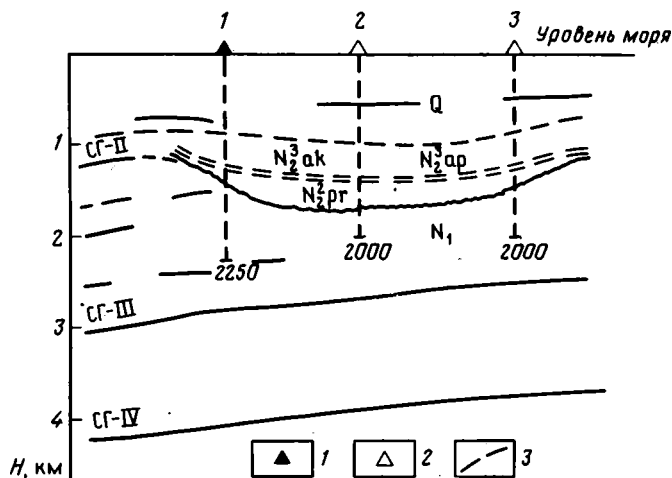
Фиг. 5. Электронная микрофотография (увел. 1000) и дифрактограммы, характерные для фракции < 1 мкм глин четвертичных отложений (395–400 м)

результате образования его в диагенезе путем преобразования вулканических стекол. Отсутствие в этой ассоциации хлорита, вероятно, можно объяснить уменьшением роли терригенного материала, поступавшего в это время с Большого Кавказа.

Поскольку нижнеплиоценовые отложения представлены в разрезе скважины песками, песчаниками и конгломератами, содержание глинистой примеси в них ничтожно. Тем не менее здесь распространена ассоциация глинистых минералов (фиг. 4), состоящая из каолинита (15%), гидрослюда (35–40) и монтмориллонита (45–50). Гидрослюда выражена той же структурной полиморфной модификацией $2M_1$, что и в глинах олигоцена — нижнего миоцена. Увеличение здесь относительного содержания монтмориллонита, по-видимому, объясняется развитием в проницаемых породах процессов вторичной монтмориллонитизации пирокластиков и полевых шпатов.

В песках и песчаниках акчагыльского яруса ассоциация глинистых минералов, типичная для среднего плиоцена, полностью сохраняется. Однако в глинах акчагыла резко увеличивается (до 60%) относительное содержание гидрослюда и соответственно уменьшается содержание монтмориллонита. Возможно, что эта особенность отражает понижение интенсивности аутигенного монтмориллонитообразования.

Глины апшеронского яруса по составу и ассоциации глинистых минералов почти не отличаются от глин верхней части разреза акчагыла, что свидетельствует об идентичных условиях их накопления и формирования.



Фиг. 6. Сейсмогеологический профиль

1 – пробуренная скважина; 2 – проектные скважины; 3 – сейсмические площади

В тонкопелитовой фракции мергелей апшеронского яруса развиты хлорит (5%)-монтмориллонит (15–20)-каолинит (15–20)-гидрослюдистая (60–70%) ассоциация, по-видимому, наиболее полно отражающая первичные соотношения аллотигенных глинистых минералов на дне апшеронского моря-озера.

Глины четвертичных отложений характеризуются (фиг. 5) почти постоянным хлорит (5%)-каолинит (15)-гидрослюдисто (30–35)-монтмориллонитовым (45–50) составом тонкопелитовой фракции. Увеличение здесь содержания монтмориллонита отражает, очевидно, усиление вторичного минералообразования на стадии диагенеза.

О ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ РАСПРОСТРАНЕНИЯ СРЕДНЕПЛИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В СРЕДНЕМ КАСПИИ

Детальное геофизическое исследование разреза скв. 1 в сочетании с данными геофизической разведки, выполненной трестом "Каспнефтегазгеофизразведка" на всей площади Среднего Каспия, позволило выделить и проследить ряд опорных сейсмических горизонтов (СГ). Наиболее информативны среди них СГ-II, проведенный по границе между олигоцен-нижнемиоценовыми глинами и среднеплиоценовыми терригенными отложениями, СГ-III, соответствующий границе между мелом и палеоценом, и СГ-IV, отвечающий рубежу между верхней юрой и мелом.

Поведение этих границ на всей площади Среднего Каспия было недавно подробно проанализировано в статье А.Н. Гаджиева и В.И. Попкова [9]; ими же были составлены структурные карты в масштабе 1 : 200 000, позволяющие рассмотреть эволюцию рельефа этой части водоема во времени.

В профиле пробуренной и запроектированных параметрических скважин особенности залегания сейсмических горизонтов показаны на фиг. 6. Очевидно, что по СГ-IV и СГ-III отмечается моноклинальное залегание слоев, полого воздымающихся в восточном и северо-восточном направлениях. Существенно иначе выглядит поведение СГ-II; судя по конфигурации, эта граница четко обозначает русловый врез палео-Волги, заполненный аллювиальными песками, песчаниками и конгломератами среднего плиоцена. Вышележащие толщи акчагыльского возраста несогласно срезают аллювиальные отложения среднего плиоцена, которые выклиниваются и к западу, и к востоку.

На картах А.Н. Гаджиева и В.И. Попкова [9] среднеплиоценовое русло палео-Волги носит более определенную конфигурацию. Оно проявляется в виде двух (правого и левого) отдельных рукавов.

Правый рукав имеет северо-западно—юго-восточное простирание и прослеживается в длину более чем на 30 км. Ширина рукава меняется от 13 км в северо-западной части до 24 км в юго-восточной. Мощность аллювиальных отложений изменяется от 100 до 300 км.

Левый рукав имеет субмеридиональное простирание и прослеживается на расстоянии более 110 км. Ширина его изменяется от 35 км в северной части до 30 км в южной. Мощность аллювиальных отложений меняется от 300 до 625 м. Вблизи скв. 1, на месте слияния левого и правого рукавов, выделяется аккумулятивная форма в виде возвышенности, которая по оконтуривающей изогипсе 1500 м имеет субмеридиональное простирание и размер 17 × 7 км.

В целом очевидно, что русловые отложения палео-Волги являются стратиграфическим аналогом продуктивной толщи Азербайджана и красноцветной толщи. Это обстоятельство особенно четко подтверждается тем, что состав глинистой фракции песчаных толщ нижнего плиоцена Среднего Каспия очень мало отличается от состава глин балаханской свиты и "свиты перерыва" Южно-Каспийской впадины, детально изученных в ряде работ [18, 30].

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ СРЕДНЕГО КАСПИЯ

Комплексное изучение отложений разреза скв. 1 площади "Палеоруло Волги" позволяет наметить основные этапы развития осадконакопления в третичное и четвертичное время в центральной части Среднего Каспия.

В олигоцен-среднемиоценовое время эта часть палеобассейна была тесно связана с огромным морским водоемом, воды которого покрывали значительные площади Предкавказья и Закавказья. Интенсивные прогибания в это время не компенсировались осадконакоплением; на всей площади шло накопление тонкодисперсных тонкослоистых глин [27].

Как было показано в ряде работ [11, 16, 21, 28, 31], массовое захоронение рыб в олигоцен-нижнеплиоценовых палеоморях Крымско-Кавказского региона было обусловлено развитием в пределах их шельфов отмелей и островов, сочетавшихся с возникновением вблизи от них сероводородных впадин-ловушек; последние либо формировались под влиянием поступающих на шельф глубоководных течений и массовой гибели организмов ("заморы" современного зал. Уолфиш-Бей), либо возникали в результате диагенетического преобразования илов, обогащенных органическим веществом, — так, как это имеет место в современном Черном море, либо, наконец, заполнялись токсичным сероводородом, поступающим по разломам [34]. Во всех случаях следами древних экологических катастроф становились "рыбные кладбища" — скопления фосфатизированных скелетов сельдевых рыб родов *Amphisilia*, *Clupeonella brevicando* М е п п., *Merluccius maicopicus* В о г. и др., их чешуя, обломки костей птиц, тюленей, зубы акул и позвонки китообразных. На близлежащих участках дна олигоценовых морей нередко накапливались мощные толщи костного детрита — результат размыва и переотложения первичных костных залежей.

В это время в пределах Большого Кавказа, Копетдага и Эльбурса шли процессы активных тектонических поднятий и формировались участки суши; здесь господствовал тропический или субтропический климат, осуществлялось интенсивное выветривание, и это обстоятельство приводило к широкому распространению среди морских фаций прослоев каолинита. Содержание последнего в некоторых частях разреза скв. 1 и 4 площади Аралда-море достигает 40% от всей пелитовой фракции.

Разрастание Кавказского острова особенно усилилось в среднем миоцене, а в верхнем миоцене оформление Ставропольского поднятия и Дзирульского массива привело к обособлению Черноморской и Каспийской ветвей палеоводоемов [33].

В последующее раннеплиоценовое время в пределах Среднего Каспия неуклонно продолжает развиваться регрессия; воды морского водоема покидают всю

площадь этой части современного моря и сосредоточиваются в пределах интенсивно прогибающейся Южной котловины. Более того, по данным А.Л. Яншина [35], Л.И. Лебедева и др. [17], А.Н. Гаджиева и В.И. Попкова [9] и ряда других исследователей, тектонический провал Южного Каспия в среднем плиоцене привел к резкому падению уровня этого водоема относительно уровня Мирового океана. По мере сокращения площади морского палеоводоема дельта палео-Волги постепенно перемещается с севера на юг; низкое стояние уровня моря в нижнеплиоценовом Южном Каспии в свою очередь вызывает резкое усиление размыва и возникновение глубокого эрозионного вреза. Реки, впадавшие в нижнеплиоценовое Каспийское море-озеро, оживляются и разрабатывают себе глубокие русла. Одним из них была палеодолина Волги, пересекавшая всю равнину Среднего Каспия.

Ширина этой крупной палеореки достигала 15 км, а эрозионный врез русла в центральных частях оценивается в 500–600 м. По-видимому, палеодолина Волги прослеживалась с северо-востока на юго-запад и вблизи от района Дербент – Дивичи пересекала Дербентскую котловину. Таким образом, можно предполагать, что Дербентская впадина сформировалась в постплиоценовое время.

В эпоху максимальной нижнеплиоценовой регрессии произошло пространственное сближение дельт палео-Волги, палео-Куры, палео-Самура и палео-Узбоя; в результате в северной части Южно-Каспийской впадины осуществлялась "лавиная" дельтовая седиментация и здесь формировались мощные пласты песчаных коллекторов и глинистых покрышек, входивших в состав продуктивной толщи Азербайджана и красноцветной толщи Туркмении.

Своего максимального развития нижнеплиоценовая регрессия достигла в момент формирования конгломератов продуктивной толщи; позднее ее сменяет длительная трансгрессия, благодаря которой пески и песчаники акчагыла кверху сменяются тонкими глинистыми осадками верхнего акчагыла и апшерона. Одновременно с увеличением площади морского водоема дельтовые отложения палео-Волги все далее отодвигаются к северу; этому, по мнению Е.Е. Милановского [19], Л.И. Лебедева и др. [17], способствует сильная вытянутость акчагыльского моря в меридиональном направлении. Именно поэтому в разрезе скв. 1, да и вообще на всей площади Среднего Каспия, в верхнем акчагыле и апшероне господствуют очень однородные, относительно глубоководные глины.

Трансгрессия моря продолжается и в апшеронское время, на что указывает широкое развитие среди отложений апшеронского яруса однородных тонкоотмученных глин сравнительно большой (350 м) мощности. Если и имела место регрессия на границе акчагыльского и апшеронского веков, то она была незначительной [3].

Глинистые минералы акчагыла и апшерона имеют преимущественно аллотигенное происхождение и связаны в основном с северными источниками питания и с гумидным климатом Русской платформы. Наряду с северными водосборами в формировании глинистых минералов принимал участие Большой Кавказ. Встреченные в них прослои глинистых мергелей, возможно, указывают на повышение температуры и солености морской воды в отдельные промежутки времени апшеронского века.

О ПЕРСПЕКТИВАХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДНЕГО КАСПИЯ

Результаты проведенного литолого-петрографического анализа разреза скв. 1 в сочетании с более широкими палеогеографическими наблюдениями указывают на отсутствие перспектив нефтегазоносности олигоцен-нижнемиоценовых и четвертичных отложений, так как они практически лишены пород-коллекторов. Слабо перспективны также породы апшеронского яруса, сложенного преимущественно пластичными глинами. Здесь только изредка встречаются тонкие прослои

глинистых алевролитов, которые из-за очень небольшой мощности не представляют практического интереса для нефтяной промышленности.

Не вызывает сомнения, что основные перспективы возможной нефтегазоносности третичной части осадочного чехла Среднего Каспия следует связывать с песками, песчаниками и конгломератами нижнего плиоцена, слагающими палеодолину р. Волги. Эти слабосцементированные и грубозернистые породы обладают очень хорошими емкостными и фильтрационными свойствами.

В периферических частях палеодолины эти аллювиальные толщи быстро выклиниваются или замещаются подстилающими их майкопскими глинистыми толщами. Сверху их перекрывают пластичные глины верхнего акчагыла, апшерона и квартера, которые повсеместно являются очень неплохим флюидоупором и могут, по-видимому, служить экраном для жидких и газообразных углеводородов.

Таким образом, вся литолого-палеогеографическая ситуация как будто указывает на необходимость поисков в этой части региона литологически экранированных русловых залежей нефти и газа, напоминающих рукавообразные скопления, описанные И.М. Губкиным [12] в районе Западного Предкавказья.

Существенно осложняет дело отсутствие в третичном разрезе тех глинистых отложений, которые могли бы служить нефтегазоматеринскими свитами. Действительно, породы среднего и нижнего акчагыла не могут быть нефтепроизводящими свитами, так как они осаждались в гидродинамически активных мелководных русловых условиях, где мало вероятно накопления и захоронения рассеянного органического вещества, не подвергнувшегося окислению. Кроме того, эти отложения находятся на начальном этапе протокатагенеза и не достигли глубин, типичных для главной фазы нефтеобразования.

Роль нефтепроизводящих свит для коллекторов нижнего плиоцена могли бы играть олигоцен-нижнеплиоценовые глинистые отложения, но они, по-видимому, к настоящему времени могли только частично реализовать свой нефтепроизводящий потенциал, так как еще не полностью прошли главную фазу нефтеобразования.

Остается предполагать, что поставщиками углеводородов нефтяного ряда в чехле Среднего Каспия могли являться те более древние меловые, юрские, триасовые и даже палеозойские отложения, которые несомненно присутствуют в этом регионе, но не вскрыты параметрическим бурением. Косвенным указанием на их высокие нефтегазоматеринские возможности являются те месторождения нефти и газа, которые успешно разведываются на продолжении вала Карпинского и в пределах Мангышлакских структур.

Само собой разумеется, что для окончательной оценки перспектив третичного чехла Среднего Каспия на нефть и газ необходимо продолжить бурение параметрических скважин в его центральной части и провести детальное исследование отложений, слагающих их разрезы, с применением широкого комплекса современных видов анализа.

Список литературы

1. Алиев А.А. Петрография третичных отложений Азербайджана. Баку: Азнефтеиздат, 1966. 240 с.
2. Алиев А.И., Бегир-заде Ф.М., Буннат-заде З.А. и др. Месторождения нефти и газа – перспективные структуры Азербайджанской ССР. Баку: Элм, 1985. 108 с.
3. Андрусов Н.И. Апшеронский ярус // Тр. Геолкома. Нов. сер. 1923. Вып. 110. 236 с.
4. Багурин В.П. Палеогеография по терригенным компонентам. Баку; М.: ОНТИ, НКТП СССР, 1937. 292 с.
5. Вебер В.Н., Калццкий К.П. Челекен // Тр. Геолкома. Нов. сер. 1911. Вып. 63. 180 с.
6. Вистелиус А.Б. Красноцветные отложения полуострова Челекен. М.; Л.: Наука, 1966. 304 с.
7. Вистелиус А.Б., Романова М.А. Красноцветные отложения полуострова Челекен. Л.: Изд-во АН СССР, 1962. 228 с.

8. Вистелиус А.Б., Романова М.А. Красноцветные отложения полуострова Челекен. М.: Л.: Наука, 1966. 304 с.
9. Гаджиев А.Н., Попков В.И. Строение осадочного чехла Среднего Каспия // Геотектоника. 1988. № 6. С. 101–112.
10. Гаджиев А.Н., Рагимханов Ф.Г. Перспективы поисков неантиклинальных ловушек // Азербайджанское нефтяное хоз-во. 1984. № 5. С. 10–15.
11. Геккер Р.Ф., Мерклин Р.Л. Об особенностях захоронения рыб в майкопских глинистых сланцах Северной Осетии // Изв. АН СССР. Сер. биол. наук. 1946. № 6. С. 25–58.
12. Губкин И.М. Майкопский нефтеносный район // Тр. Геолкома. 1912. Вып. 78. 82 с.
13. Денисевич В.В. Перспективы развития добычи нефти и газа в Туркменской ССР в свете новых геологических данных // Новые данные о геологии и нефтеносности Средней Азии и прилегающих территорий. М.: ГОСИНТИ, 1961. С. 3–13.
14. Дриц В.А., Сахаров Б.А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. М.: Наука, 1976. 225 с.
15. Коссовская А.Г. Литолого-минералогическая характеристика и условия образования глини продуктивной толщи Азербайджана. М.: Изд-во АН СССР, 1954. 208 с.
16. Коченов А.В., Мстиславский М.М., Столяров А.С. Ископаемые металлоносные залежи костного детрита рыб // Состояние и задачи советской литологии. М.: Наука, 1970. С. 165–172.
17. Лебедев Л.И., Алексина И.А., Кулакова Л.С. и др. Каспийское море: Геология и нефтегазоносность. М.: Наука, 1987. 296 с.
18. Мехтиев Ш.Ф., Пашалы Н.В. Литология среднемиоценовых отложений Южного Каспия и их корреляция // Литология и полез. ископаемые. 1987. № 2. С. 56–72.
19. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 282 с.
20. Милло Ж. Геология глин. Л.: Недра, 1968. 360 с.
21. Мстиславский М.М., Коченов А.В. Майкопские костные брекчии и гибель рыб в "красных водах" // Докл. АН СССР. 1960. Т. 134. № 5. С. 48–52.
22. Пашалы Н.В., Хеиров М.Б. Глинистые минералы продуктивной и красноцветной толщи Южного Каспия // Литология и полез. ископаемые. 1979. № 5. С. 19–29.
23. Плюскин И.И. Аллювий Волго-Ахтубинской поймы и дельты р. Волги как генетический тип геологических отложений // Тр. Геол. ин-та Саратов. гос. ун-та. 1936. Т. 1. Вып. 8. № 1. С. 247–274.
24. Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М.: Мир, 1965. 600 с.
25. Рентгенография основных типов породообразующих минералов. Л.: Недра, 1983. 359 с.
26. Семенович В.В. Геологическое строение и нефтегазоносность Челекена // Геология и нефтегазоносность юга СССР (Туркмения и Западный Казахстан). Л.: ГОНТИ, 1960. С. 5–106.
27. Столяров А.С. Случай некомпенсированного прогибания в условиях молодой платформы в олигоцене Южного Мангышлака // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1976. Т. 11 (6). С. 29–33.
28. Столяров А.С., Ивлева Е.И. О необычайной разновидности ископаемых металлоносных залежей костного детрита рыб в майкопских отложениях // Литология и полез. ископаемые. 1989. № 1. С. 52–66.
29. Султанов А.Д. Литология продуктивной толщи Азербайджана. Баку: Изд-во АН АзССР, 1949. 350 с.
30. Хеиров М.Б., Халилов Н.Ю. Исследование особенностей плиоценовых и постплиоценовых отложений площади Булла-море // Азербайджанское нефтяное хоз-во. 1981. № 1. С. 52–84.
31. Холодов В.Н. О редких и радиоактивных элементах в фосфоритах // Тр. ИМГРЭ АН СССР. 1963. Вып. 17. С. 67–108.
32. Холодов В.Н., Хрусталева Ю.П., Лубченко И.Ю. и др. Каспийское море; проблемы седиментогенеза. М.: Наука, 1989. 184 с.
33. Холодов В.Н., Недумов Р.И. Литология и геохимия среднего миоцена Восточного Предкавказья. М.: Наука, 1981. 205 с.
34. Холодов В.Н., Недумов Р.И. О геохимических критериях появления сероводородного заражения в водах древних водоемов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 11. С. 48–59.
35. Яншин А.Л. Геология Северного Приаралья. Стратиграфия и история геологического развития // Материалы к познанию геол. строения СССР. Нов. сер. М.: Изд-во МОИП, 1953. Вып. 15 (19). 675 с.
36. Biscaye P.E. Mineralogy and sedimentation of the deep-sea sediment fine fraction in the Atlantic ocean and adjacent sea and oceans // Geochim. Tech. Rep. 1964. V. 8. P. 86.
37. Oinuma K., Kobayashi K. Quantitative study of clay minerals in some recent marine sediments and sedimentary rocks from Japan // Clays and Clay Minerals. 1966. V. 26. P. 217–223.

Геологический институт РАН,
Москва

Поступила в редакцию
29.VII.1991

УДК 549.67 (517)

© 1992 г. Петрова В.В., Тумэнбаяр Б., Амарджаргал П.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЦЕОЛИТОЛИТОВ МОНГОЛИИ

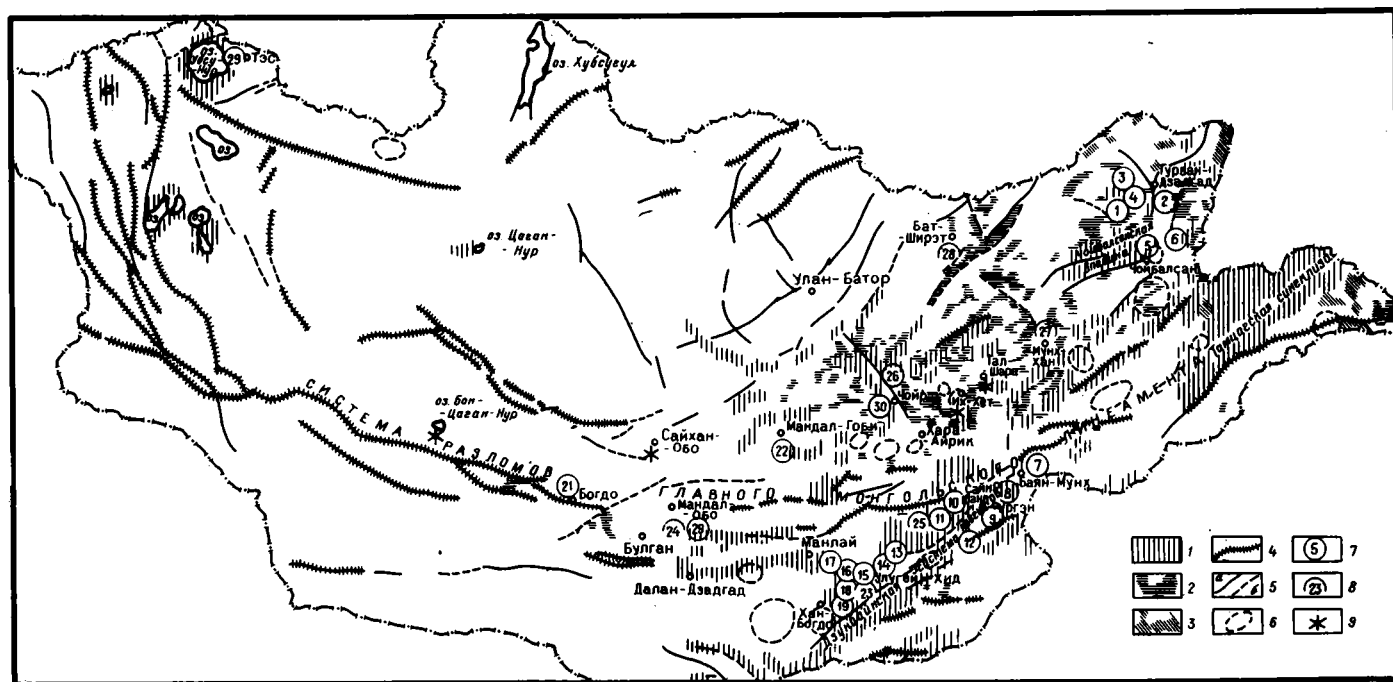
Выделено пять генетических типов цеолитолитов. Дается их детальное литологическое и минералогическое описание. Устанавливаются закономерности их образования в Монголии.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ЦЕОЛИТОЛИТОВ

Открытые за последнее десятилетие цеолитопроявления позволяют рассматривать МНР как одну из наиболее крупных цеолитоносных провинций мира (фиг. 1). Выделяют несколько генетических типов цеолитизации. Во-первых, это вулканогенно-лимнический тип цеолитолитов. Такой генезис подразумевает образование цеолитов благодаря изменению кислого слабощелочного стекла вулканических пеплов при взаимодействии их с нейтральными или слабощелочными водами палеоозер.

Цеолитопроявления этого типа представляют собой наиболее богатые промышленно перспективные участки, известные в настоящее время в Монголии. Большая их часть территориально располагается к югу от системы разломов Главного монгольского линейного элемента в пределах Дзунбаинской системы прогибов [5, 7]. Известны также входы цеолитоносных пород такого типа на северо-востоке территории МНР в пределах Чойбалсанской впадины [12]. Как правило, цеолитолиты локализованы в озерных отложениях, среди которых имеются многочисленные прослои и пакки (мощностью до 60 м) кислых туфов и туффитов. Эти породы представлены всеми переходными разностями тефроидов: от витрокластических туфов с лапилли кварцевых эффузивов до тончайших витрокластических пепловых туфов и туффитов с переходами к туфоаргиллитам, туфоалевролитам, туфопесчаникам и туфоконгломератам. Обилие пеплового материала, не несущего следов переотложения, и наличие в туфах многочисленных и прекрасно сохранившихся остатков озерной фауны свидетельствуют о минимальном переносе пеплов от вулканических центров извержений и быстром их захоронении в водной среде позднемезозойских палеоозер. Пепловые частички состоят главным образом из осколков вулканического стекла рогульчатой и серповидной форм, замещенных в настоящее время цеолитом и смектитом.

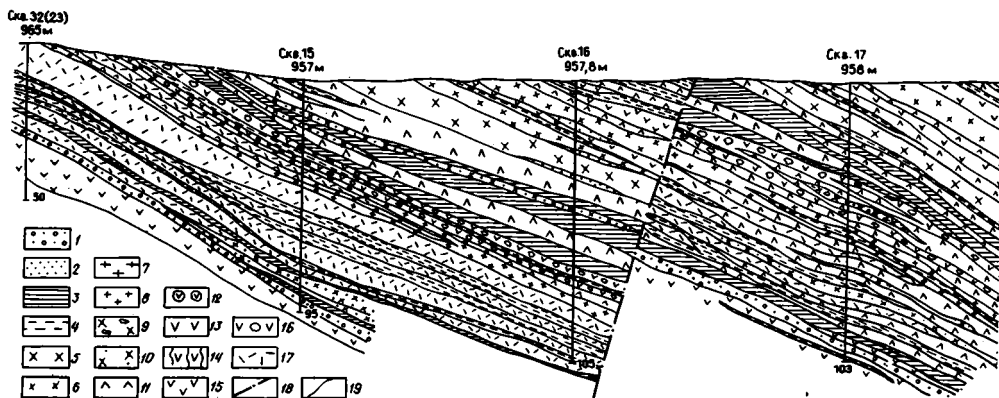
Литологическое строение цеолитоносных участков и механизм формирования цеолитов детально разобраны в более ранних наших работах [5, 7]. Здесь же в качестве наиболее характерного и хорошо изученного примера, иллюстрирующего строение цеолитолитов вулканогенно-лимнического типа, приведем (без описания) послойный разрез участка Цаган-Цаб, составленный на основании данных разведочного бурения (фиг. 2), и схему содержания в разрезе цеолитов (фиг. 3). Отметим лишь, что количество цеолитов в породах находится в прямо пропорциональной зависимости от содержания в них стекла и колеблется от 3 до 90% объема породы. Максимальное (60–90%) содержание цеолитов приурочено к прослоям кислых витрокластических туфов; меньше их в туффитах и туфоалевроли-



Фиг. 1. Схематическая прогнозная карта цеолитоносности МНР (на основе карты мезозойской и кайнозойской тектоники Монголии)

1 - вулканотектонические прогибы и впадины, перспективные для локализации цеолитов вулканогенно-лимнического генезиса; 2 - потоки и покровы лав основного состава, перспективные для локализации цеолитов миндалекаменного и гидротермального генезиса; 3 - лавы и туфы кислого и субщелочного состава, перспективные для локализации цеолитизации гидротермального и реже вулканогенно-лимнического генезиса; 4-6 - тектонические нарушения (4 - долгоживущие глубинные, унаследованные от разломов, ограничивающих палеозойские структурно-фациальные зоны, 5 - новообразованные мезозойские и кайнозойские разломы (а - установленные, б - предполагаемые), 6 - границы наиболее крупных кольцевых структур [13]); 7, 8 - выявленные к настоящему времени цеолитоносные участки (7 - промышленно-перспек-

тивные, 8 - незначительные по содержанию цеолитов и мощности продуктивных пластов); 9 - территории, в пределах которых получены отрицательные результаты на выявление цеолитоносности). Цифры на карте - проявления цеолитов: 1 - Бон-Цаган-Нурское, 2 - Гурван-Дзадгалское, 3 - Тенгэрское, 4 - Бумбатское, 5 - Яйхин-Нурское, 6 - Хар-Обинское и Улан-Ширэнское, 7 - Баян-Мунхское, 8 - Ургэнское, 9 - Хонгил-Цабское, 10 - Тушлегское, 11 - Цаган-Цабское, 12 - Дулан-Хар-Обинское, 14 - Цаган-Субургинское, 15 - Северо-Улугейское, 16 - Аргалантское, 17 - Манлайское, 18 - Амдгайское, 19 - Хан-Богдинское, 20 - Дурбан-Деритусское (Мушутайское), 21 - Ульдзейское, 22 - Алтын-Хайрханское (Лус-Самонское), 23 - Улугейское, 24 - Тэг-Улинское, 25 - Хара-Хутульское, 26 - Элгэн-Булакское, 27 - Мунх-Ханское, 28 - Бат-Ширэтское, 29 - Бултское, 30 - Замын-Уланское



Фиг. 2. Геологический разрез участка Цаган-Цаб

1 – конгломераты; 2 – гравелиты; 3 – аргиллиты; 4 – туфоаргиллиты; 5–10 – туфопесчаники (5 – серо-зеленые, грубозернистые, 6 – зелено-желтые, грубозернистые, 7 – зеленовато-серые, полосчатые, средне- и тонкозернистые, 8 – серо-зеленые, полосчатые, грубозернистые, 9 – серо-зеленые, среднезернистые, содержащие округлые включения туфоалевролитов, 10 – линзы и малопротяженные пласты); 11 – туффиты с содержанием обломочного материала от 30 до 50%; 12–18 – туфы и туффиты с содержанием обломочного материала менее 30% (12 – белые, шаровой и мелкоплатиновой отдельности, псефопсаммитовые, псефитовые, 13 – зеленоватые до бирюзовых, плотные псаммитовые до псефопсаммитовых, 14 – белые, серовато-белые, реже зеленоватые, с характерным "струйчатым" распределением биотита, псаммитовые, псефопсаммитовые, псефитовые, 15 – линзы и мало протяженные пласты, белые псаммитовые и реже псефопсаммитовые, 16 – белые, зеленовато-серые, псаммитовые до псефитовых, содержащие округлые пятна псаммитовых серо-зеленых туфов, туффитов и туфоаргиллитов, 17 – желтые, бело-желтые псефитовые, реже псефопсаммитовые, биотитовые, 18 – тектонические нарушения); 19 – границы между пластами

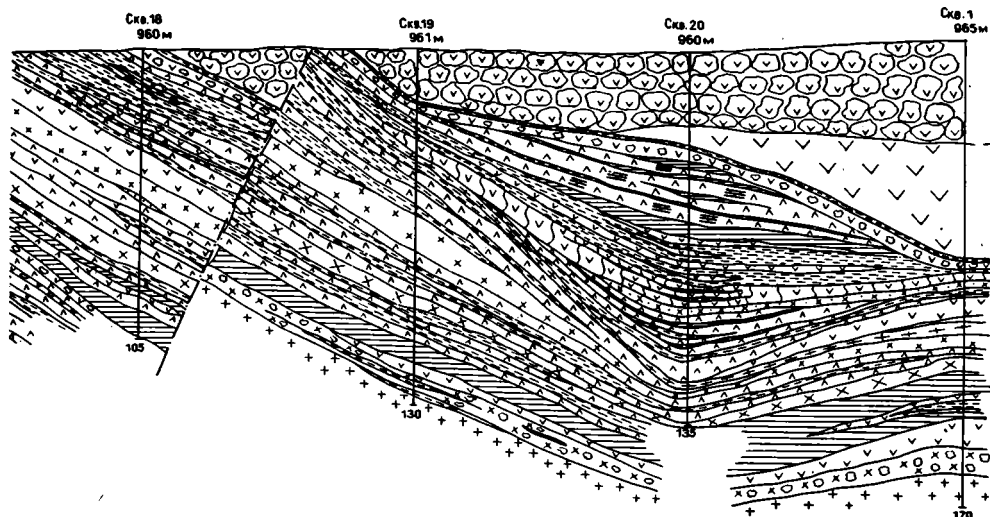
тах. В прослоях осадочных пород цеолиты либо отсутствуют, либо содержание их ничтожно.

На всех участках главным цеолитом является термостойкий клиноптилолит. На некоторых проявлениях в незначительном количестве отмечен феррьерит.

Следующий "геоавтоклавы" генезис предполагается для тех цеолитоносных участков, где обводненные пепловые осадки (аналоги вулканогенно-лимническим отложениям первого типа) были перекрыты мощными лавовыми потоками, которые сыграли роль раскаленного экрана, нагрели и частично пропарили поровые и метеорные воды, пропитывающие вулканогенно-осадочную толщу, содержащую пепловые частички реакционноспособного стекла. При этом не только растет скорость растворения и обменных реакций в стекле, но и резко изменяется температура, солевой состав, щелочность минералообразующих растворов. В результате этого видовой состав аутигенных цеолитов становится специфичным, а их химизм резко отличается от химизма исходного стекла. Распределение цеолитов в пластах равномерное и зависит от количества реакционноспособного стекла в материнских породах. Растворение стекла при его преобразовании почти полное и его расплывшиеся реликты с трудом просматриваются сквозь псевдоморфозы новообразованных цеолитов. Характерна ассоциация из нескольких цеолитов и новообразованных полевых шпатов.

Примером цеолитизации такого типа являются клиноптилолит-эрионит-шабазитовые пласты у юго-западного подножия горы Дурбэн-Дериту (Мушугайское рудное поле [13]). Общая мощность выхода достигает 3 м, протяженность – 0,5 м.

В разрезе цеолитопроявления (фиг. 4) выделяются пять пачек, подразделяющихся на 11 пластов, состоящих из переслаивания лито-, кристалло- и витрокластических туфов разной размерности. Структура этих туфов, как правило, близка к порфиоровой: на фоне тонкой кристалловитрокластической массы выделяются более крупные (до 2 мм) остроугольные кристаллокласты кварца, плагиоклаза,



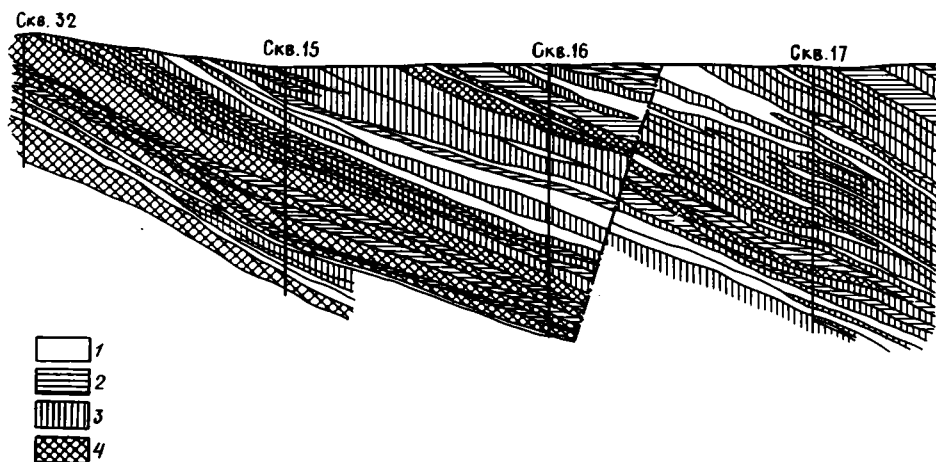
Фиг. 2 (продолжение)

калиевого полевого шпата, единичные зерна биотита, пироксена, апатита и обломков трахитов, онгонитов, кислых витрокластических туфов, онгонитового стекла. Вся стекловатая тонко- и крупнообломочная масса преобразована в цеолитово-глинисто-гидрослюдистый агрегат. Туфогенная толща перекрыта чередующимися неизменными онгонитовыми и липаритовыми потоками общей мощностью 70–80 м.

В распределении цеолитов по разрезу наблюдается вертикальная зональность. На серии порошковых рентгенограмм, снятых для пород отдельных слоев (фиг. 5), отчетливо видно, что по мере продвижения вверх по разрезу происходит смена одной цеолитовой ассоциации на другую. Нижний пласт содержит в качестве основного цеолита термостойкий клиноптилолит. Кроме того, наблюдается небольшая примесь эрионита и резко подавленное количество шабазита. В центральных пластах основным цеолитом является шабазит, содержание которого может достигать 80%; эрионит здесь отмечается как примесь.

Верхние пласты разреза содержат шабазит и увеличивающееся количество эрионита. В центральной и верхней частях разреза клиноптилолит не встречен. Такое распределение объясняется нами специфическими условиями аутигенного минералообразования в обводненных пепловых пластах, погребенных под мощными (80 м) потоками лав. По-видимому, преобразование вулканического стекла, содержащегося в нижних пластах, шло при медленном взаимодействии стекла с водой озера, в которое пепловый материал попадал непосредственно после извержения. После того как пепловые пласты и вмещающее их озеро были перекрыты слабопроницаемым раскаленным лавовым покровом, могло произойти резкое изменение температуры среды минералообразования и в связи с этим ускорение обменных реакций и формирование совершенно иных вторичных минеральных ассоциаций. Следы растворения на гранях кристаллов клиноптилолита свидетельствуют и о том, что образование этих новых парагенезисов могло происходить путем трансформации одних цеолитов в другие.

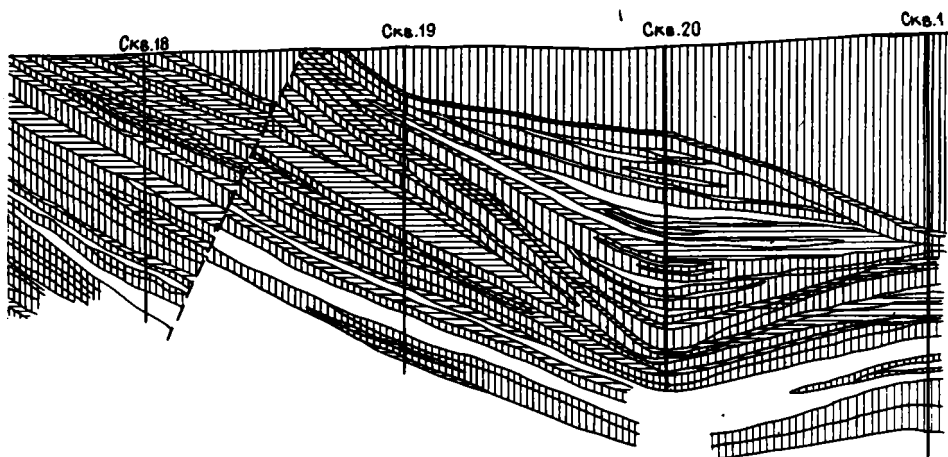
Уникальность данного разреза заключается в том, что преобладающим цеолитом, замещающим онгонитовое стекло, является шабазит. Это обстоятельство очень важно, так как шабазит среди природных цеолитов, используемых для хозяйственных нужд, имеет наибольшую сорбционную емкость и соответственно его применение максимально эффективно. Поэтому, несмотря на небольшую мощность продуктивного слоя, цеолитолиты данного участка перспективны для использования в народном хозяйстве Монголии.



Фиг. 3. Схема цеолитонности по разрезу скважин участка Цаган-Цаб (см. фиг. 2)
1–4 – содержание цеолитов (в % от общего объема породы): 1 – 0–10; 2 – 10–40;
3 – 40–60; 4 – > 60

Третьим, но мало распространенным на территории МНР генетическим типом, является гидротермальная цеолитизация. Обычно под гидротермальной цеолитизацией понимают изменение исходных пород до цеолитолитов, происходящее при воздействии на них восходящего гидротермального потока, образованного благодаря смещению с грунтовыми или метеорными водами магматических очагов, отделившихся от магматического очага или лавового потока. Объем магматических очагов, их глубина, температура и газонасыщенность расплавов определяют масштабность сопутствующих гидротермальных процессов. В этом случае цеолиты, главным образом промежуточные члены ряда клиноптилолит – гейландит и морденит, приурочены к наиболее проницаемым трещиноватым и приконтактовым зонам лавовых потоков, брекчиям экструзивных куполов, проницаемым вулканогенно-осадочным толщам, залегающим в основании вулканических построек. Цеолиты заполняют свободные пространства, преимущественно трещинные зоны, и замещают нераскристаллизованное стекло исходной породы.

В качестве примера рассмотрим цеолитопроявление, описанное нами [6] среди пермских вулканогенных-осадочных отложений у подножия горы Хайрхан-Ула (30 км к юго-востоку от аймачного центра Мандал-Гоби). Здесь среди вмещающих пород (туфолав, лавобрекчий, липаритов, грахилипаритов, трахиандезитов, кислых туфов, перлитов, туфопесчаников и туфоконгломератов) отмечены зоны вторичного изменения мощностью от первых до нескольких десятков метров, приуроченные преимущественно к локальным тектоническим нарушениям, сопровождающим, как правило, выходы перлитовых потоков. Вторичные процессы (окремнение и в меньшей степени цеолитизация) развиваются по всем перечисленным разностям, но главным образом по трахилипаритам и перлитам, причем трахилипариты обычно окремнены, а перлиты и стекло, цементирующее обломки в туфолавах, цеолитизированы. При замещении перлита его исходная скорлуповатая сферолитовая отдельность, как правило, сохраняется. Содержание цеолитов на отдельных участках измененных пород колеблется от 30 до 90% объема. Максимальное обогащение цеолитами наблюдается вдоль трещин, расположенных в граничных зонах перлитовых потоков и вмещающих их липаритов. Довольно четко выражена околотрещинная зональность, проявляющаяся в приуроченности цеолитов к внутренним частям измененных зон, а опалитов – к внешним. Поровые пространства чаще всего залечиваются ассоциациями последовательно



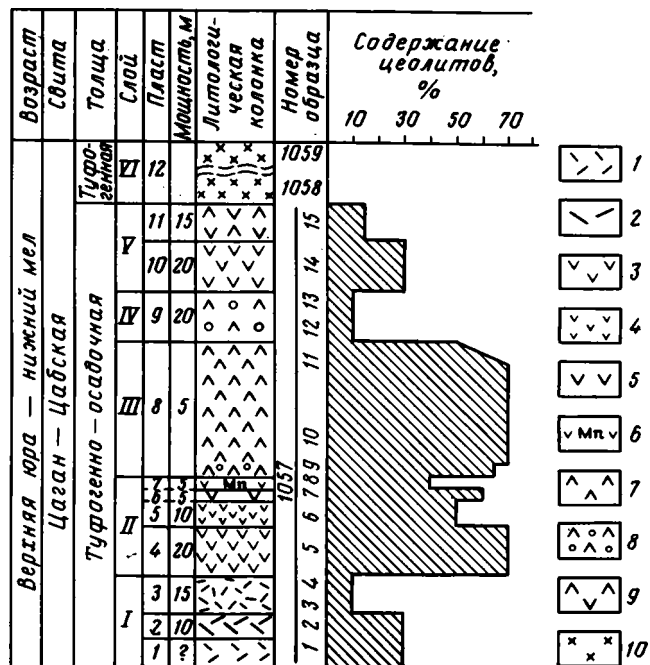
Фиг. 3 (продолжение)

сменяющих друг друга минералов (от периферии к центру): халцедон → опал → цеолиты или халцедон → цеолиты → гидроксиды марганца.

Другим примером гидротермальной цеолитизации является хорошо пронизанная вулканогенно-осадочная толща, залегающая в основании лавовых потоков в районе Улугейского Леса (~ 4 км к юго-западу от развалин бывшего монастыря Улугей-Хид). Здесь цеолитоносный серо-зеленый мелкогалечный туфоконгломерат, цементирующий стволы, пни и ветви окаменелых деревьев, с небольшим размывом залегает на подстилающей мощной (несколько сотен метров) толще красноцветных и зеленовато-коричневых валунистов и конгломератов, относимых к шарилинской свите верхнеюрского возраста (фиг. 6). Ранее, по-видимому, цеолитоносные туфоконгломераты принимались за верхнюю часть этой мощной толщи. Однако состав гальки и цемента этих двух типов пород резко различается. Если породы шарилинской свиты — типично осадочные образования, содержащие хорошо окатанную гальку и валуны гранитных и метаморфических пород, то перекрывающие их цеолитоносные серо-зеленые мелкогалечные туфоконгломераты имеют вулканогенный характер. Их гальки состоят из лапилли перекрывающих эффузивов, а цемент представляет собой кристалловитролитокластический туф. В нем среди кристаллокластов преобладают кварц и плагиоклаз, встречаются пироксен, оливин, калиевый полевой шпат, циркон, сфен, апатит. Среди обломков присутствуют различные трахиты, кварцевые порфиры и самое главное — обломки стекловатых туфов. Стекло именно этих туфов замещено почти полностью кристобалитом, цеолитами (клиноптилолитом и редко морденитом) и смектитом. Эти минералы отмечаются также в свободных пространствах. Среднее содержание цеолитов составляет 25% объема породы. Составные части туфоконгломерата вообще сильно изменены. По обломкам плагиоклазовых трахитов широко развит эпидот. Кристаллокласты плагиоклаза местами сильно альбитизированы. В поровых пространствах встречается хлорит.

Вверх по разрезу туфоконгломераты перекрываются кристаллолитокластическими туфами и туфопесчаниками, имеющими тот же состав, что и цемент в туфоконгломерате, но содержащими большое количество обломков и менее измененных трахитов. Обломки кислых стекловатых туфов здесь редки и общее количество цеолита, замещающего стекло и развивающегося в свободных пространствах, составляет менее 5%. В порах иногда встречаются таблитчатые кристаллы адюляра.

Общая мощность серо-зеленых туфоконгломератов, туфов и туфопесчаников колеблется от 2 до 6 м.

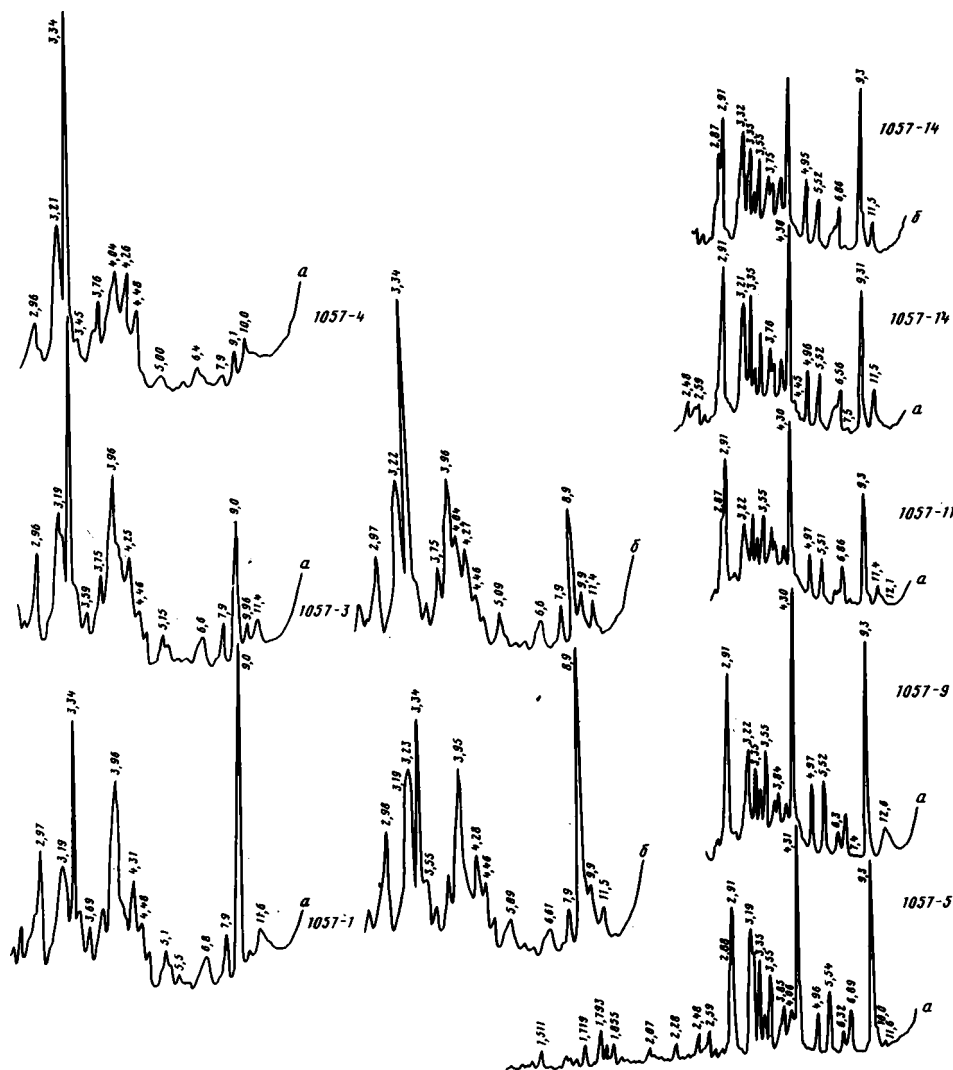


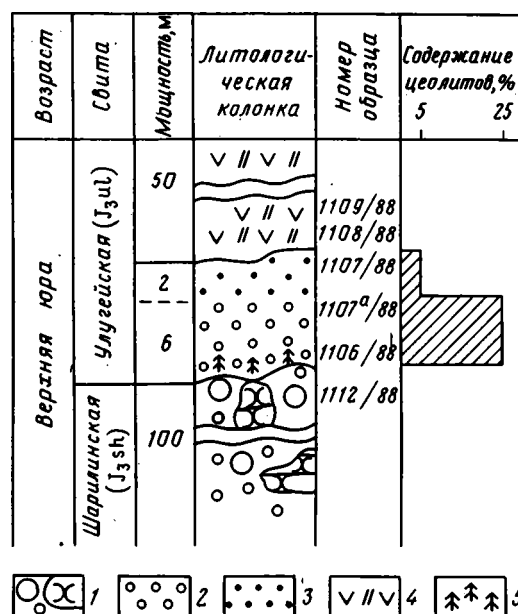
Фиг. 4. Литограмма поверхностных выходов отложений под горой Дурбэн-Дериту

1 — туф зелено-серый, литокристалловитрокластический, псефопсаммитовый порфиоровой структуры; 2 — то же, но не литифицированный; 3 — туф кристалловитрокластический, светло-серый до белого, псефитовый, равномерной структуры, иногда с глыбовой отдельностью; 4 — то же, псаммитовый; 5 — аналог (3), но не литифицированный; 6 — аналог (4), но с большим количеством марганцевых гидроксидов, розовый; 7–9 — туф (7 — литокристалловитрокластический, серый, псефитовый до грубокластического, 8 — литокристалловитрокластический, серый, слабоуплотненный, мелкосреднегалечный, 9 — литокристалловитрокластический, зеленовато-серый, псефитовый); 10 — потоки неизмененных лапаритов и онгонитов

Описанная цеолитоносная толща с небольшим угловым несогласием перекрывает лавовыми потоками порфировых андезито-дацитовых трахитов. Возраст этих лав относят к улугейской свите верхней юры. Их родство с подстилающими цеолитоносными туфами и туфоконгломератами не вызывает сомнения, так как лапилли в последних состоят в основном из обломков основной массы описываемых плагиоклазовых трахиандезитов.

В приведенных примерах и на некоторых других объектах (измененные породы подножия горы Ульдзей, измененные зоны нижнемеловых кислых куполов вблизи горы Цаган-Субурги) малые размеры и низкие интенсивности проявления цеолитизации дают основания судить об относительно коротком времени существования небольших локальных гидротермальных систем, спровоцированных, по-видимому, теплом остывающих лавовых потоков или малых экструзий. Цеолитопроявления этого типа в регионе не имеют значительных размеров, цеолиты в их пределах неравномерно замещают исходное стекло, и их содержание сильно варьирует даже на небольших площадях в зависимости от степени проницаемости материнских пород. Состав цеолитов резко отличается от состава исходного стекла. Термостойкость клиноптилолита, как правило, понижена. Обычно присутствует ассоциация не менее чем из двух цеолитов, наблюдается их закономерное (зональное) распределение вблизи трещин и других проницаемых зон. Характерен парagenез цеолитов с хлоритом и реже альбитом, адуляром и эпидотом. Присутствие последнего минерала, в частности, в разрезе района Улугейского Леса свидетельствует о температуре процесса гидротермального изменения пеплов, засыпавших лес, около 200° С.





Фиг. 6. Литограмма поверхностных выходов отложений района Улутейский Лес

1 – красноцветные и зеленовато-коричневые валунники и конгломераты, содержащие линзы песчаников; 2 – серый и серо-зеленый мелкогалечный туфоконгломерат; 3 – серый и серо-зеленый туфопесчаник; 4 – лавовые потоки щелочных андезитов-дацитов; 5 – обломки окаменелых деревьев

Миндалекаменные цеолитолиты описаны А.Я. Салтыковским и Д. Оролмаа [10] в верхнепермских базальтах Орхон-Селенгинского прогиба. Минералогия цеолитов в этих проявлениях, по-видимому, не изучалась. Указывается только, что они встречаются в миндаликах базальтов в ассоциации с кварцем и пренимом, при этом первичные минералы самих базальтов замещены частично эпидотом и хлоритом.

Эти же авторы отмечали цеолиты в ассоциации с эпидотом и карбонатом в миндаликах позднепалеозойских и мезозойских трахиандезитов Желтуринского прогиба. Вблизи сомона Бат-Ширэт в миндаликах базальтов цаган-цабского возраста нами встречен гейландит. В.П. Пругов отмечал зоны цеолитизации в базальтах хр. Дарви.

Проявления миндалекаменных цеолитолитов представляют практический интерес только в случае мощных и протяженных тел, как это наблюдается, например, в платобазальтах некоторых районов СССР [3]. На территории Монголии такие протяженные зоны пока не известны, однако есть все предпосылки для их обнаружения при дальнейших исследованиях.

Существует несколько предположений о генезисе цеолитолитов миндалекаменного типа. Некоторые исследователи трактуют образование цеолитов в миндаликах базальтов как следствие кристаллизации постмагматических растворов, отделившихся от расплава в период застывания последнего. В качестве доказательства такой возможности приводят данные по распределению щелочных и щелочно-земельных элементов в цеолитах и вмещающих их базальтах. Например, по данным, приведенным в работе [4], в миндаликах натровых вмещающих пород Приамурья цеолиты (шабазит, гейландит, морденит, жисмондин) содержат повышенное количество К и Са, что связывается авторами с высокой калиевостью цеолитообразующего раствора, которая в свою очередь является следствием особен-

ностей распределения Na и K между силикатной фазой кристаллизующегося расплава и отделяющегося от него раствора.

Существует также мнение, разделяемое большинством исследователей, что цеолитообразующие субстраты в мицдалекаменных базальтах могут формироваться при нагреве и минерализации грунтовых вод неостывшим лавовым потоком. Широкий диапазон температур и химического состава растворов, образованных таким способом, может приводить к кристаллизации в порах и кавернах базальтов практически всех известных цеолитов. Огромную роль в этом случае играет, с одной стороны, обводненность поверхности, на которую изливается лавовый поток, и с другой — газонасыщенность самого лавового потока. Например, для одной из характерных зон цеолитизации Тунгусской трапповой формации известно [1], что шаровые лавы здесь накапливались в мультисферных прогибах, заполненных сравнительно мелководными водными бассейнами. Нагрев этих вод под действием внедрившихся лавовых тел и последующее проникновение их в межшаровые пространства — процесс вполне реальный, тем более, что шаровые лавы постепенно перекрывались мощными покровами базальтов, служившими как экраном для термальных растворов, так и дополнительным источником тепла. Существование сходных геоморфологических условий для восточной и юго-восточной Монголии в мезозое доказано в работе [15]. Поэтому детальная ревизия базальтовых полей, широко распространенных на этой территории (см. фиг. 1), представляется целесообразной.

Таким образом, на территории Монголии различные геологические обстановки приводят к формированию не менее чем пяти генетических типов цеолитизации. В отдельных случаях для цеолитолитов наблюдается смешанный генезис. Например, цеолитолиты, встреченные в центральной и верхней частях склонов горы Ульдэй и на побережье оз. Их-Дзос-Нур, образовались благодаря комплексному воздействию гидротермальных растворов и озерных вод. Иногда не исключено присутствие автоклавно-гидротермальных процессов. Кроме того, на последующее преобразование цеолитизированных пород большое влияние оказывают процессы, связанные с диагенезом захороненных осадков.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ЦЕОЛИТОЛИТОВ

Условия образования различных генетических типов цеолитолитов Монголии обобщены в таблице. Главенствующими из них являются возраст цеолитизации и тектономагматический контроль распределения вмещающих цеолиты пород.

Что касается возраста, то многочисленными исследователями [11 и др.] показано, что такие цеолиты, как клиноптилолит и обогащенные кремнеземом разновидности анальцита неустойчивы во времени, так же как они возникают в результате метастабильного роста в поле устойчивости фельзитовой ассоциации полевые шпаты — кварц. Непосредственные наблюдения показывают, что наиболее благоприятный возраст стабильного существования цеолитов в природе — мезо-кайнозой. Есть малочисленные находки цеолитов в породах, датированных верхами палеозоя (девон, карбон, пермь), но литературные ссылки о присутствии цеолитов в породах древнее силура практически не известны. В то же время для образования цеолитов требуется время и, чем ниже температура в зоне минералообразования, тем оно дольше. Возраст наиболее молодых осадков, в которых найдено около 5% аутигенного клиноптилолита равен приблизительно 3—3,5 тыс. лет [8]. Массовые же скопления (> 25% объема породы) описаны в осадках, возраст которых превышает палеогеновый [11]. Исходя из этого, наиболее перспективной на поиски цеолитов является территория юго-восточной Монголии, где распространены преимущественно породы мезо-кайнозоя. При этом возрастной интервал пород, в которых целесообразен поиск цеолитолитов вулканогенно-лимнического генезиса, по-видимому, должен быть сужен по сравнению с возрастом по-

Условия образования цеолитолитов разного генезиса

Геологическое положение цеолитизации различных типов	Типы				
	собственно-магматический	миндалекаменный	гидротермальный	геоавтоклавный	вулканогенно-лимнический
Предпочтительный возраст вмещающих пород	Палеозойский — современный	Мезо-кайнозойский			Юрский — палеогеновый
Тектонический контроль	Зоны разломов (линеаменты и секущие их субмеридиональные глубинные разломы)		Любые нарушения, преимущественно глубинного заложения	Нарушения, связанные с локальной вулканической деятельностью, ослабленные границы между лавовыми потоками	Кольцевые разломы, контролирующие размещение кислых вулканических построек, вулканотектонические депрессии
Исходные породы	Потоки щелочных базальтоидов, слагающих вулканические конуса и покровы, образованные трещинными излияниями	Пластовые тела и потоки миндалекаменных базальтов, излившиеся на обводненные территории	Любые хорошо проницаемые породы, содержащие свободное вулканическое стекло	Любые хорошо проницаемые вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы, обводненные и перекрытые непроницаемым экраном	Кислые и щелочные вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы
Положение цеолитов во вмещающих породах	Являются микролитами и вкрапленниками в лавах щелочных базальтоидов	Заполняют поровые пространства и миндалины, редко замещают стекло основной массы вблизи миндалин	Выполняют любые свободные пространства в породе, замещают основные породообразующие компоненты (стекло, плагиоклазы)		Замещают пепловые частички стекла, выполняют межзерновые пространства
Основные встреченные цеолиты	Анальцит	Гейландит	Гейландит, клиноптилолит, морденит	Клиноптилолит, шабазит, эрионит	Клиноптилолит, феррьерит

род, благоприятным для локализации других генетических типов цеолитолитов, из-за присутствия в первом случае менее устойчивых минеральных форм цеолитов, с одной стороны, и более высокой температуры (а соответственно и скорости) образования "миндалекаменных", или "гидротермальных" цеолитов — с другой.

Знание тектонической обстановки региона важно в связи с тем, что именно тектонические процессы обуславливают закономерности распределения в пространстве исходных для образования цеолитов магматических пород. Д.И. Фрих-Харом и А.И. Лучицкой [14, 15] показано, что вся ассоциация разнообразных по составу позднемезозойских вулканитов юго-востока и востока Монголии может быть отнесена к единой формации, состоящей из двух генетически связанных ассоциаций: базальт-трахибазальт-трахиандезитовой и риолит-трахилипаритовой. Проявление первой ассоциации характеризует начальные стадии вулканизма и контролируется протяженными субпараллельными субширотными и северо-восточными разломами (линеаментами) или менее значительными разломами тоже глубинного заложения, занимающими секущее по отношению к линеаментам

положение (см. фиг. 1). Вдоль этих зон широко проявлены потоки и покровы пористых базальтов, в миндалинах которых описывалась цеолитовая миндалекаменная минерализация. Эти же разломы контролируют и распределение щелочных базальтоидов, содержащих анальцим в составе вкрапленников и основной массы.

Поля распространения второй более поздней риолит-трахилипаритовой ассоциации, ответственной за распространение цеолитолитов вулканогенно-лимнического генезиса, контролируют многокилометровые кольцевые и концентрические морфоструктуры, осложняющие ранние субширотные направления. Согласно исследованиям [14, 15], кольцевые морфоструктуры расположены в полях развития базальтов и скорее всего маркируют древние вулканические постройки, корневые части которых сложены центральными интрузиями гранитоидов. При этом проявление кислого эксплозивного вулканизма, продуцирующего пеплы, связывается с кольцевыми разломами, ограничивающими эти постройки. Седиментация пеплов и постседиментационные их преобразования происходят, как правило, в пределах вулканотектонических депрессий (как субширотные крупные впадины, так и кальдеры проседания), заполненных в мезо-кайнозойское время обширными водными бассейнами.

Цеолитизация гидротермального генезиса является наложенной и ее распределение контролируется положением разнонаправленных проницаемых зон в пределах как основных, так и кислых пород.

Распределение геоавтоклавной цеолитизации может контролироваться тектоническими нарушениями любого порядка и развиваться среди пород как основного, так и кислого состава, но обязательным условием должно быть наличие непроницаемого разогретого экрана, перекрывающего обводненные толщи, в которых идет цеолитообразование.

Таким образом, перспективными для поиска цеолитового сырья на территории Монголии можно считать как мезо-кайнозойские вулканы основного состава (цеолитизация миндалекаменного типа), распределение которых контролируется глубинными, преимущественно субширотными, тектоническими нарушениями (линеаментами), так и кислые и щелочные вулканогенно-осадочные породы того же возраста (цеолитизация вулканогенно-лимнического генезиса), локализованные в зонах вулканотектонических депрессий вблизи кольцевых морфоструктур более низкого, по сравнению с линеаментами, порядка, но с которыми связано проявление кислого вулканизма.

Кроме того, к любым тектоническим нарушениям, создающим в вулканитах самого разного состава наиболее проницаемые зоны, могут быть приурочены цеолитолиты гидротермального генезиса.

Список литературы

1. Анастасенко Г.Ф. Бороносность трапсов северо-запада Сибирской платформы. Л.: Изд-во ЛГУ, 1978. 135 с.
2. Багин В.И., Девяткин Е.В., Салтыковский А.Я. Некоторые результаты термомангнитных исследований кайнозойских базальтов центральной Монголии // Ассоциации вулканогенных пород МНР, их состав и стратиграфическое положение. М.: Наука, 1973. С. 47–53.
3. Гордиенко И.В., Жамойчина Л.Г., Зонхоева Э.Л. и др. Цеолитонность базальтов Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1989. 96 с.
4. Мартынов Ю.А., Художин В.О., Нарцов Г.А. Некоторые особенности цеолитовой минерализации Бухтинской вулканотектонической структуры (Нижнее Приамурье) // Геология окраин континентов. Владивосток: Наука, 1979. С. 156–161.
5. Нагибина М.С., Петрова В.В. Связь цеолитового оруденения с позднемезозойским вулканизмом Южной Монголии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 8. С. 107–121.
6. Нагибина М.С., Петрова В.В., Соколова А.Л. и др. Первые находки цеолитолитов в составе пермского осадочно-вулканогенного комплекса Монголии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 7. С. 155–159.
7. Петрова В.В., Бадамгарав Д., Соколова А.Л. и др. Новый тип цеолитолитов вулканогенно-лимнического генезиса // Литология и полез. ископаемые. 1987. № 4. С. 88–109.

8. Рыбалко С.И., Ткачук Л.Г. Клиноптилолит из Новоазовских отложений акватории Азовского моря // Докл. АН УССР. 1979. Б. № 1. С. 9–12.
9. Салтыковский А.Я., Геншфит Ю.С. Геодинамика кайнозойского вулканизма на ЮВ Монголии: М.: Наука, 1985. 135 с.
10. Салтыковский А.Я., Оролмаа Д. Позднепалеозойский – мезозойский вулканизм Северной Монголии и Западного Забайкалья. М.: Наука, 1977. 202 с.
11. Сендеров Э.Э., Петрова В.В. Современное состояние проблемы природных цеолитов. М.: ВИНТИ, 1990. 144 с.
12. Соловьев Н.С., Миронов Ю.Б., Шванов Ю.П. Новые находки цеолитов в Восточной Монголии // Литология и полез. ископаемые. 1990. № 5. С. 124–129.
13. Фрих-Хар Д.И., Луцицкая А.И. Позднемезозойские вулканиты и связанные с ними гипабиссальные эффузивы Монголии. М.: Наука, 1978. 167 с.
14. Фрих-Хар Д.И., Луцицкая А.И. Мезозойский вулканизм // Континентальный вулканизм Монголии. М.: Наука, 1983. С. 158–169.
15. Шувалов В.Ф. Палеогеография и история развития озерных систем Монголии в юрское и меловое время // Мезозойские озерные бассейны Монголии. Л.: Наука, 1982. С. 18–20.

Геологический институт РАН,
Москва

Поступила в редакцию
1.VII.1991

УДК 552.51/546.76/551.72(571.6)

© 1992 г.

Богданов Ю.В., Берлянд-Кожевников П.В.

ХРОМИСТЫЕ ПЕСЧАНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ДОКЕМБРИЯ УГУЙСКОГО ГРАБЕНА

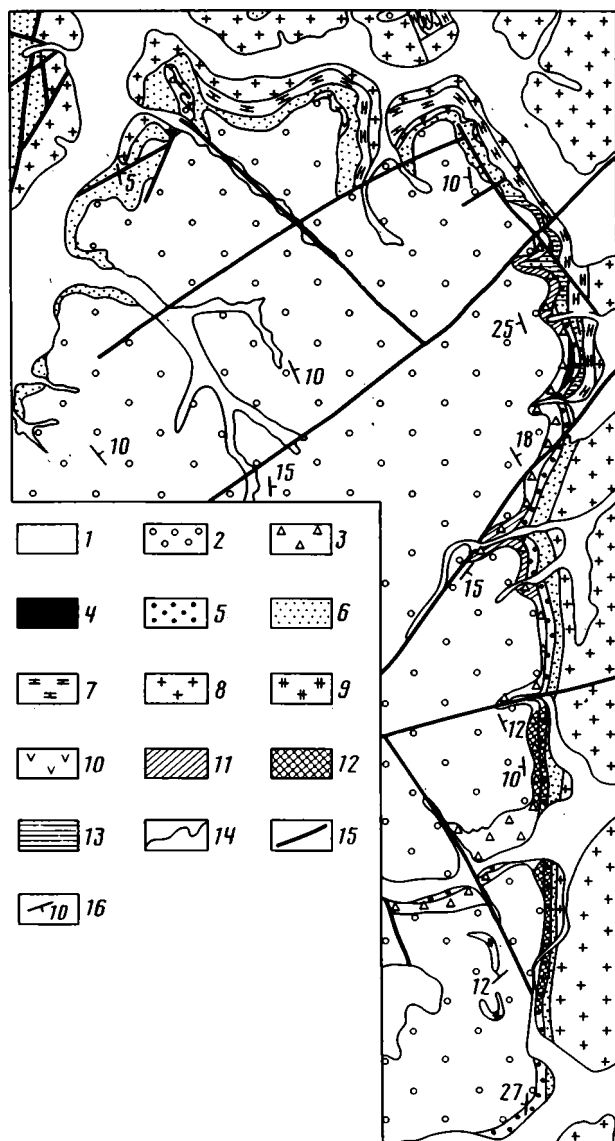
Охарактеризованы закономерности размещения, состав и литолого-фациальные особенности хромистых песчаников Угуйского грабена в Южной Якутии. Дано краткое описание двух крупных линз зеленых хромистых песчаников, расположенных в средней части разреза раннепротерозойского карбонатно-терригенного угуйского комплекса. Установлена принадлежность развитых в цементе песчаников зеленых слюд к минералам глауконитового ряда с высоким содержанием хрома. Показана приуроченность хромосодержащего глауконита к прибрежно-морским песчаным отложениям (россыпям и т.п.).

Хромовая минерализация в песчаных отложениях раннего протерозоя Угуйского грабена в Южной Якутии была выявлена в конце 70-х годов [8]. Широко распространенный в цементе песчаников темно-зеленый хромосодержащий минерал определялся как волконскоит. Полученные нами новые данные свидетельствуют о принадлежности этого минерала к группе глауконита с высоким содержанием хрома.

Повышенные концентрации хрома, как известно, отмечаются в прибрежно-морских россыпях, обогащенных магнетитом, титаномагнетитом и другими минералами "тяжелого шлиха". Главным минеральным соединением хрома в песчаных россыпях является хромит, наблюдающийся как в виде самостоятельных в той или иной степени окатанных зерен, так и в сростках с магнетитом и другими минералами ряда хромшпинелидов. Известны прибрежно-морские россыпи с промышленными (до 5%) концентрациями хромита [7]. Наряду с кластическими хромовыми минералами в песчаниках встречаются разнообразные зеленые хромосодержащие слюды. К их числу относятся фуксит и марилозит, а также другие более редкие минералы. Характерным минералом пестроцветов Приуралья является хромовый монтмориллонит — волконскоит [7]. Всем перечисленным минералам присуще развитие в цементирующей массе кластических пород нередко в виде стяжений и псевдоморфоз по растительным остаткам [7] или концентрация в форме секущих и согласных прожилков. Происхождение хромосодержащих минералов дискуссионно. Преобладают гипотезы об их первично-осадочном образовании с последующей регенерацией [6, 7].

Размещение хромовой минерализации. Размещение хромистых, так же как и медистых, отложений в Олекмо-Витимской провинции контролируется раннепротерозойской системой рифтов широтного простирания. В строении наиболее крупного Кодаро-Удоканского прогиба наблюдается постепенная смена снизу вверх по разрезу рифтогенных флишеидных грауваксовых отложений чинейской серии мощностью 3,5—4,0 км орогенными субаркозовыми молассами кеменской серии мощностью 4,5 км. Установлены рифтогенный и орогенный меденосные уровни, ниже которых в отдельных впадинах наблюдаются линзы магнетит- и хромитосодержащих отложений.

Медистые отложения наиболее широко распространены в Кодаро-Удоканском прогибе. Отдельные меденосные горизонты выявлены в более мелких контролируемых системой меридиональных трансформных разломов интеркратонных



Фиг. 1. Схема геологического строения восточного борта Угуйского грабена

1 – аллювиальные отложения четвертичного возраста; 2–7 – свиты нижнепротерозойских отложений угуйского комплекса (2 – олонноконская, 3 – телиэрская, 4 – амнунинская, 5 – правдинская, 6 – туостайская, 7 – олонгитская); 8 – породы архейского фундамента; 9 – верхнеюрские сиенит-порфиры и ортофиры; 10 – раннепротерозойские габбро-диабазы куранахского комплекса; 11–13 – минерализация (11 – медная, 12 – хромовая и медная, 13 – гематитовая); 14 – геологические границы; 15 – разломы; 16 – элементы залегания

грабенообразных впадинах (Угуйской, Олдонгсинской, Ханинской и др.). Хромитсодержащие магнетитовые песчаники известны в разрезе карбонатно-терригенного удоканского комплекса. Однако наиболее широко хромистые отложения развиты в Угуйском грабене в средней части разреза карбонатно-терригенного угуйского комплекса раннего протерозоя. Мощность комплекса составляет около 1000 м.

Характерно поясовое расположение медистых и хромистых отложений по отношению к областям денудации и структурам типа палеоподнятий. Снизу вверх

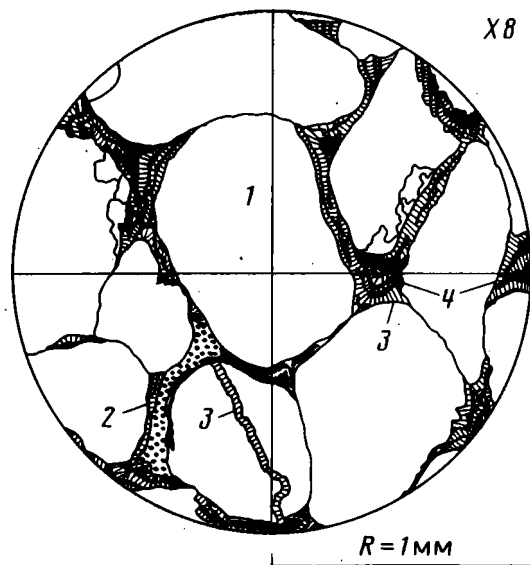
Стратиграфическая колонка отложений угуйского комплекса

Система	Отдел	Серия	Свита	Краткая характеристика пород
Протерозойская	Нижний	Кебектинская	Олонно-конская	Красновато-серые, полимиктовые средне- и крупнозернистые косослоистые песчаники с линзами малиновых алевролитов, медистых песчаников, конгломерато-брекчий. Мощность более 400 м
			Телиэр-ская	Серые полимиктовые крупно- и среднезернистые косослоистые песчаники с линзами зеленовато-серых и черных алевролитов, конгломерато-брекчий, медистых песчаников. Мощность до 80 м
		Чаруодинская	Амнуин-ская	Серые и желтовато-серые строматолитовые доломиты, кремнисто-доломитовые брекчии, медистые песчаники и брекчии, мергели с прослоями и линзами тонкослоистых черных аргиллитов. Мощность до 80 м
			Правдин-ская	Серые, светло-серые кварцевые средне- и мелкозернистые косослоистые песчаники, кварцитопесчаники, кварциты с линзами зеленых глауконитовых и медистых песчаников. Мощность до 100 м
		Салаткинская	Туостайская	Кирпично-красные, розовые полимиктовые разномзернистые косослоистые песчаники с линзами гравелитов и туффитов; в низах разреза буро-вишневые алевролиты; убогая вкрапленность сульфидов меди. Мощность 100–150 м
			Олонгитская	Розовые, желтовато-серые строматолитовые окремненные иногда брекчированные доломиты, красновато-розовые силициты, кремни, яшмы; розовато-серые, кварц-полевошпатовые крупно- и среднезернистые песчаники с линзами гравелитов и мелкогалечных конгломератов; редкая вкрапленность сульфидов меди в доломитах. Мощность до 50 м

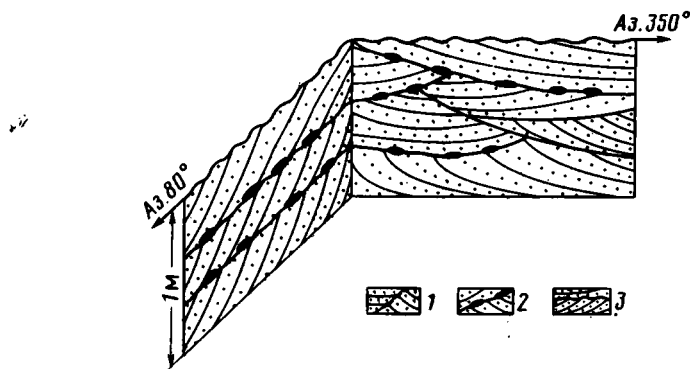
по разрезу рудоносных комплексов фиксируется следующая вертикальная зональность: хромистые магнетитсодержащие осадки (россыпи) — медистые песчаники — медистые сланцы. Такая зональность рудоносных отложений находит объяснение в закономерной смене фациальных обстановок в регионе: морское побережье — лагунно-дельтовая акватория — мелководный бассейн.

Детальное изучение проявлений хромовой минерализации позволило уточнить стратиграфическое положение и другие особенности условий ее образования. Весьма характерна геотектоническая позиция проявлений хромовой минерализации. Линзы хромосодержащих песчаников локализованы в средней части разреза нижнепротерозойского пестроцветного карбонатно-терригенного угуйского комплекса, выполняющего крупный (100 × 30 км) интеркратонный грабен (фиг. 1). Простирается грабен субмеридиональное. С востока и запада структура ограничена зонами глубинных разломов. Породы фундамента представлены позднеархейскими биотитовыми и биотит-амфиболовыми кристаллическими сланцами, сложнослоистыми и прорванными разновозрастными гранитными интрузивами. Возраст наиболее широко распространенных позднеархейских гранитов определен по циркону уран-свинцовым методом в 2,6 млрд. лет.

В составе нижнепротерозойских карбонатно-терригенных отложений угуйского комплекса Г.В. Бирюлькин и Е.Л. Бирюлькина [3] выделяют по разрезу три серии (снизу вверх): салаткинскую, чоруодинскую и кебектинскую, подразделяемые на свиты (см. фиг. 1 и таблицу).



Фиг. 2. Кварцевый песчаник псаммитовой структуры с поровым цементом и окатанными зернами кварца (1). Поровый цемент представлен агрегатами глобулярного (2) и мелкокристаллического (3) хромового глауконита, а также хромита (4). Без анализатора. Увел. 480

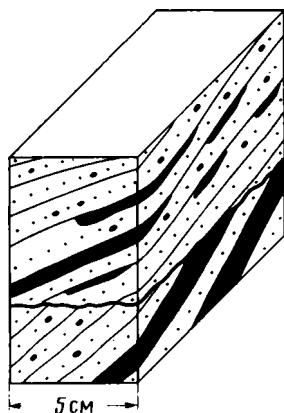


Фиг. 3. Характер потоковой косої слоистости в кварцитовидных песчаниках (зарисовка стенок обнажения, м-б 1:30)

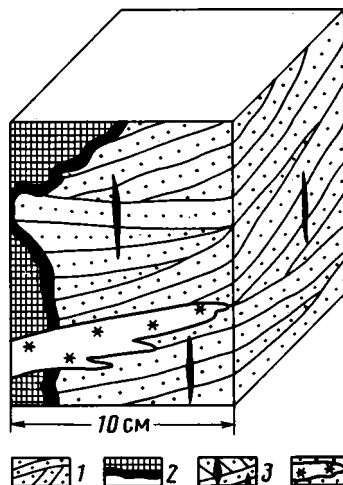
1 — косослоистые кварцитовидные песчаники; 2 — мелкая галька в низах косослоистых серий; 3 — поверхности со знаками волновой ряби в верхних частях косослоистых серий

Для строения карбонатно-терригенных отложений угуйского комплекса характерна слабо выраженная ритмичность. Такое ритмичное строение комплекса позволило В.П. Феоктистову [8] уточнить его стратиграфическое расчленение. Первый снизу ритм отвечает олонгингитской свите, второй — туостайской, третий и четвертый — правдинской и амнунинской, пятый — телиэрской. Ритмичность верхней части комплекса (олонноконская свита, мощность более 400 м) менее упорядочена, что затрудняет проведение более дробного ее членения на ритмопачки.

Песчаные отложения правдинской свиты отвечают полностью третьему ритму и нижней части четвертого ритма. В средней части, в верхах третьего ритма, встречаются прослои красных алевролитов и карбонатных пород: доломитов, доломитовых брекчий и розовых доломитовых песчаников. С севера на юг мощность песчаных пачек возрастает, а окраска их постепенно меняется от красной



Фиг. 4



Фиг. 5

Фиг. 4. Блок-диаграмма косослоистых кварцевых песчаников со слоями, обогащенными зеленым хромовым глауконитом (черное) и редкими реликтовыми бурожелезняковыми пятнами (крупные точки)

Фиг. 5. Блок-диаграмма косослоистых светло-серых кварцевых песчаников с извилистой границей зоны развития зеленого хромового глауконита

1 — косослоистые светло-серые кварцевые песчаники с редкими бурожелезняковыми пятнами; 2 — зона развития хромового глауконита; 3 — прожилки хромового глауконита; 4 — реликтовые линзы бурых песчаников

до светло-серой и белой. Резко преобладают средне- и мелкозернистые песчаники кварцевого или олигомиктового состава. Кластические зерна обычно хорошо окатаны и сортированы (фиг. 2). В основании косослоистых серий песчаников часто отмечаются окатанные зерна кварца и кварцитов гравийной размерности (фиг. 3). В верхних частях косослоистых серий наблюдаются знаки асимметричной волновой ряби. Извилистые валики высотой до 2 см и амплитудой 3–4 см имеют крутые восточные склоны, указывая направление течений. Анализ многочисленных замеров косой слоистости и ориентировки галек указывает на преобладающие северо- и юго-восточные направления течений водных потоков.

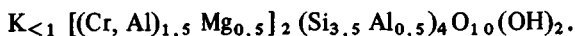
Зеленые хромосодержащие глауконитовые песчаники слагают две крупные линзы, расположенные вдоль левого борта долины р. Чоруоды. Северная линза длиной около 2 км находится на водоразделе рек Усуу — Такды — Кагды; южная более мощная длиной около 3 км — на водоразделе рек Усуу — Олоннокоон. Расстояние между ними составляет около 2 км. Характерны постепенные контакты линз зеленых песчаников с вмещающими их светло-серыми разностями.

Хромосодержащим кварцитовидным песчаникам свойственна достаточно крупная (0,5 × 2 м) прямолинейная однонаправленная или перекрестная нередко клиновидная косая слоистость, подчеркиваемая слоями с темно-зеленым хромовым глауконитом (см. фиг. 3 и 4). Изредка встречаются реликтовые пятна бурых железняков размером до 3 мм в поперечнике. В отдельных случаях отмечаются более мощные (до 30 см) пласты зеленых глауконитовых песчаников с редкими линзами и неправильными сохранившимися участками песчаников белого и бурого цвета. В направлении к осветленным участкам интенсивность зеленой окраски песчаников резко возрастает. Границы имеют извилистую форму с многочисленными затеками, свидетельствующими об эпигенетическом происхождении хромовой минерализации. По трещинам отдельности встречаются пленки хромового глауконита (фиг. 5).

Наряду с правдинским хромсодержащим уровнем характерно наличие в разрезе угуйского комплекса нескольких меденосных горизонтов. Медистые отложения локализованы в восточной части Угуйского грабена в виде меридиональной полосы протяженностью около 45 км (участки Усуу, Телиэр, Чоруодокан и др.). Медистым песчаникам свойствен четко выраженный стратиграфический контроль оруденения. Все наиболее существенные проявления медистых песчаников приурочены к отложениям телиэрской и амнунинской свит. Для этого рудоносного уровня намечается "возрастное скольжение" медистых песчаников, выражающееся в постепенном перемещении оруденения в более низкие горизонты разреза по мере продвижения с севера на юг. Местами наблюдается многоярусное строение меденосного горизонта, обусловленное ритмичным чередованием гематизированных брекчий и косослоистых известковистых песчаников.

Хромсодержащие песчаные отложения занимают вполне определенное положение в стратиграфическом разрезе угуйского комплекса. Крупные линзы зеленых хромсодержащих песчаников приурочены к разрезу правдинской свиты и локализуются несколько ниже меденосных горизонтов. Аналогичные возрастные соотношения медистых и магнетитсодержащих (с хромитом) песчаных отложений наблюдаются также в разрезе раннепротерозойского карбонатно-терригенного удоканского комплекса, выполняющего Кодаро-Удоканский прогиб [5].

Состав хромовой минерализации. В свое время, условно названные волконскоитом, зеленые хромсодержащие слюды, развитые в песчаниках правдинской свиты [8], были определены нами как хромовый глауконит. Для него характерны многие свойства минералов глауконитового ряда, а также высокие (до 14%) содержания Cr_2O_3 . Идеальная кристаллохимическая формула минерала выглядит следующим образом:



В отличие от обычного глауконита в решетке слюды позиции железа в октаэдрах занимает хром (данные ИК-спектроскопии).

Хромовый глауконит в виде зеленой плеохроирующей массы заполняет поровое пространство между кластическими зернами песчаников существенно кварцевого или олигомиктового состава. Агрегатам глауконита свойственна различная степень раскристаллизации. Нередко центральная часть пор занята тонкими сростками глауконита и халцедона, имеющими глобулярную структуру (см. фиг. 2). Изредка встречается тонкая вкрапленность пирита и неправильные очень мелкие выделения гематита, развивающиеся вдоль границ минеральных агрегатов. Степень раскристаллизации слюды по направлению к обломочным зернам кварца возрастает. Характерно расположение чешуек слюды под прямым углом к поверхности кластических зерен. В небольших количествах хромовый глауконит встречается в цементирующей массе светло-серых песчаников правдинской свиты, распространенных на обширных площадях Угуйского грабена.

Для мелких хрупких матовых зерен хромового глауконита установлены следующие оптические константы N_g 1,630, N_p 1,593. Двупреломление $N_g - N_p$ достигает 0,03, в основной массе — 0,01. Рентгеновские исследования, проведенные Н.П. Симороз (ВСЕГЕИ) на дифрактометре ДРОН-2, показали, что проанализированный минерал является диоктаэдрической слюдой с глауконитовой структурной полиптипа 1M. Расчет параметров элементарной ячейки минерала, проведенный на ЭВМ-СМ-1, дал следующие результаты: $a = 5,256$, $b = 9,088$, $c = 10,148$ Å, $\beta = 100,94^\circ$. В результате термического анализа изумрудно-зеленой слюды, выполненного Е.Л. Розиновой (ВСЕГЕИ), установлено, что исследуемый минерал содержит $\text{H}_2\text{O} \sim 4,4\%$ и принадлежит к гидратированным слюдам [2, 4].

Таким образом, полученные характеристики минерала позволяют определить его как хромовый аналог глауконита. Наряду с хромовым глауконитом в песчаниках правдинской свиты местами встречаются мелкие (до 1 мм) кластические зерна слабоокатанного хромита. Среди описанных ранее в осадочных породах

хромосодержащих слоистых силикатов известны находки скоплений волконсконита [7], марипозита [10]. Проявление же хромового глауконита обнаружено впервые.

Условия образования хромистых песчаников. Образование и накопление хромового глауконита, так же как и многих других проявлений глауконитовой минерализации, очевидно, совершалось в условиях побережья тепловодного морского бассейна в полосе с сильными донными течениями при крайне ограниченной седиментации [7, 9]. Об этом свидетельствует широкое развитие в нижне-протерозойских отложениях Угуйского грабена красноцветов со знаками волновой ряби, трещинами усыхания и крупной баровой косой слоистостью, а также седиментационных доломитовых брекчий и рифовых построек со строматолитами.

Хромовый глауконит формировался за счет привносимых с суши продуктов выветривания горных пород, нередко содержащих хромитовую минерализацию. Наличие таких пород в архейском фундаменте подтверждается редкими кластическими зернами хромита в глауконитовых песчаниках, а также многочисленными шлиховыми ореолами хромита в речном аллювии среди архейского фундамента к северу и востоку от Угуйского грабена.

Как известно, образование глауконита связано с определенными физико-химическими параметрами обстановки осадконакопления. Особенности глауконитовой фации являются средние (7,2–6,6) значения pH, приуроченные к поверхности раздела осадок – вода, отсутствие накопления CaCO_3 и преобладание в растворе окисного железа над закисным. При этом характерно, что граница редокс-потенциала, соответствующая глауконитообразованию, располагается то несколько выше поверхности осадка, то ниже ее [6, 9].

Наиболее вероятным, с нашей точки зрения, представляется следующий механизм образования хромосодержащих коллоидов, дающих начало хромовому глаукониту. Поверхностные или подземные воды, содержащие повышенные концентрации хрома, поступали из области сноса в прилегающий бассейн. В зоне интенсивного гальмиролиза происходило смешивание хромосодержащих вод с такими продуктами выветривания, как коллоиды Si и Al. Активно коагулировавшие гели сорбировали из морской воды K, Na и другие катионы. Совершенно очевидно, что физико-химические условия глауконитовой фации являлись той обстановкой, в которой происходила кристаллизация Si – Al – Cr(Fe) геля с образованием структуры слюды глауконитового типа. В отдельных случаях цемент породы представляет собой слабораскислещенную по периферии, слюдяную массу с реликтовой, глобулярной структурой в центре.

На стадии диагенеза и катагенеза происходило переотложение хромового глауконита как вдоль напластования, так и по секущим трещинам пород. Возможность переотложения подтверждается не только эпигенетическими структурами и текстурами хром-глауконитовых песчаников, но и сведениями о нередком обогащении соленых хлоридных вод красноцветов хромом (0,1–0,5 мг/кг) [1, 9]. Однако масштабы миграции рудных элементов в постлитификационную стадию пока не представляются достаточно ясными.

* * *

1. В интеркратоновой грабенообразной Угуйской впадине выявлены линзы хромосодержащих и медистых песчаников, приуроченные к средней части разреза пестроцветного карбонатно-терригенного комплекса раннего протерозоя.

2. Хромистые баровые, косовые и другие прибрежно-морские песчаные отложения (правдинская свита) залегают ниже по разрезу медистых песчаников, относимых к образованиям лагун, дельт и предгорных конусов выноса (телиэрская свита).

3. Хромовая минерализация в песчаниках правдинской свиты представлена хромосодержащим глауконитом и редкими обломочными зернами хромита. Для

установленного хромового глауконита характерны многие свойства минералов глауконитового ряда, а также высокие содержания хрома.

4. Образование хромового глауконита совершается в условиях глауконитовой геохимической фации. В стадию седиментации вероятными источниками хрома служили рудоносные массивы ультраосновных и основных пород в блоках архейского фундамента, являвшихся главными областями денудации. В стадии диагенеза и катагенеза происходило локальное переотложение хромового глауконита.

Список литературы

1. Басков Е.А., Вересов С.А., Суриков С.Н. и др. Металлоносность подземных вод осадочных и вулканогенных формаций (в связи с прогнозно-металлогеническими исследованиями). М.: ВИЭМС, 1988. 48 с.
2. Берлянд-Кожевников П.В., Богданов Ю.В., Розина Е.Л., Симороз Н.П. О находке хром-содержащей слюды в докембрийских отложениях Угуйского грабена (Ю.Якутия) // ЗВМО, 1990. Вып. 1. С. 49–52.
3. Бирюлькин Г.В., Бирюлькина Е.Л. Факторы локализации медистых песчаников в нижне-протерозойских терригенно-карбонатных толщах западной части Алданского щита (зона БАМ) // Методы геологических исследований при поисках твердых полезных ископаемых в Якутии. Якут.кн.изд-во, 1983. С. 16–26.
4. Богданов Ю.В., Берлянд-Кожевников П.В., Розина Е.Л., Симороз Н.П. Особенности хромовой минерализации в песчаных отложениях раннего протерозоя Угуйского грабена (Ю. Якутия) // Докл. АН СССР, 1990. Т. 315. № 2. С. 438–441.
5. Богданов Ю.В., Феоктистов В.П., Четкин В.С. Металлогеническая карта Кодаро-Удоканского прогиба и его обрамления, М-б 1:200 000. Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1989. 48 с.
6. Николаева И.В. Использование глауконита в геохронологии (калий-аргоновая система). Новосибирск: ИГИГ СО АН СССР, 1986. 47 с.
7. Пустовалов Л.В., Холодов В.Н. Хром // Металлы в осадочных толщах. М.: Наука, 1964. Т. 1. С. 171–196.
8. Феоктистов В.П. Меденосность докембрийских отложений Угуйской зоны // Геология руд месторождений, 1986. Т. XXVIII. № 3. С. 65–72.
9. Фербридж Р.У. Фазы диагенеза (диагенез в узком смысле; катагенез и гипергенез) и аутигенное минералообразование // Диагенез и катагенез осадочных образований. М.: Мир, 1971. С. 27–92.
10. Хесс Ф. Осадочные месторождения U, V, Re, Au, Ag и Mo // Геология рудных месторождений западных штатов США. М.: ОНТИ НКТП СССР, 1937. С. 375–407.

Всесоюзный научно-исследовательский
геологический институт,
Санкт-Петербург

Поступила в редакцию
7.VI. 1990

УДК 552.57(571.15)

© 1992 г.

Адмакин Л.А.

ТИПЫ ТОНШТЕЙНОВ В УГОЛЬНЫХ ПЛАСТАХ
МИНУСИНСКОГО БАССЕЙНА

Охарактеризован вещественно-петрографический состав и дана типизация тонштейнов основных угольных пластов бассейна. Каолинитовые тонштейны представлены кристаллическим и криптокристаллическим типами. Петрографо-геохимические критерии свидетельствуют о вулканогенном происхождении исходного материала, поступавшего в палеоторфяник в результате пеплопадов, и его последующем преобразовании в каолинитовую массу криптокристаллического строения. Сделан вывод о том, что вермикулитовые агрегаты каолинита формировались в процессе перекристаллизации криптокристаллического каолинита.

До недавнего времени тонштейны как самостоятельные образования в угольных пластах Минусинского бассейна не выделялись, а описывались в качестве прослоев пирокластических туфов [2], которые широко представлены в разрезе угленосной формации. И.Б. Волкова [3] впервые для бассейна описала также специфические прослои под названием *тонштейны*, но весьма кратко охарактеризовала лишь одну разновидность — кристаллическую и, вместо прежнего представления о каолинитовых прослоях как апокристаллических туфах, высказала мнение о их водноосадочном происхождении.

Выявление многочисленных прослоев специфического каолинитового состава, визуально обнаруживаемая структурная неоднородность их массы свидетельствовали о том, что эти образования представлены в угольных пластах этого бассейна разными структурно-петрографическими разновидностями, принадлежащими к различным типам в системе типолого-генетической классификации тонштейнов [5, 9]. Тонштейны, как известно, привлекают большое внимание в связи с решением научных и прикладных задач литологии. Однако сведения о них в угольных бассейнах Сибири крайне ограничены. В настоящем сообщении на основе изучения структурных и вещественных особенностей тонштейнов приводится их типизация, рассматривается источник материала и делается попытка объяснить механизмы их накопления и стадийность преобразований.

Вследствие недоступности многочисленных угольных пластов всего угленосного разреза изучение ограничилось серией каолинитовых прослоев во вскрытых угольных пластах черногорской свиты (C_{2+3}) — "Гиганте", "Мощном" и "Великане".

Исследования проводились стандартными при изучении глин методами. Идентификацию глинистых минералов осуществляли по дифрактограммам, полученным при изучении фракции $< 0,001$ мм в воздушно-сухом состоянии, при насыщении препарата глицерином и после прокаливании при 600°C . Химические анализы проб тонштейнов выполняли рентгенофлуоресцентным методом, FeO определен химическим способом. Полный минеральный состав и структурные взаимоотношения изучены под микроскопом.

Литология и типы тонштейнов. Визуально прослои тонштейнов легко диагностируются в угольных пластах по светло-серому цвету. Тонкие прослои отличаются однородным строением, плотные на вид, более мощные обычно обнаруживают зернистую структуру, размерность зерен достигает 0,5 мм.

В изученных угольных пластах прослои представлены каолиновыми тонштейнами, в которых содержание каолинита колеблется от 95 до 100%. Типологическое разнообразие этих тонштейнов определяется степенью кристалличности каолинита, что используется в качестве классификационного признака [5, 9, 19].

По микроструктуре каолиновой массы тонштейны изученной серии прослоев распадаются на две группы: зернистые и криптокристаллические. Группа зернистых тонштейнов представлена одной типологической разновидностью — кристаллическим тонштейном. Основу ее структуры составляют относительно крупные кристаллы каолинита, включенные в тонкозернистую или криптокристаллическую матрицу. В литературе они известны под названием *леверьерита* [6].

Большинство кристаллов удлинены по оси *c*, с отношением размеров по ортогональным направлениям 3 : 1. Трещины спайности ориентированы нормально к удлинению и создают эффект фигур "монетных стопочек". Характерной особенностью морфологии кристаллов являются перистые ограничения по оси *c*, которыми кристаллический каолинит прорастает в криптокристаллический матрикс и которые представляют формы роста кристаллов каолинита. Присутствие этих форм является надежным свидетельством образования кристаллов *in situ*.

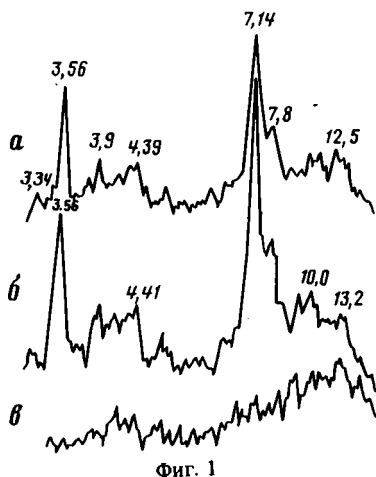
В каолиновом матриксе зернистых тонштейнов присутствуют также зерна, сложенные микрориспаллическими агрегатами псевдоморфозного каолинита. Большой частью они имеют изометричную форму, иногда встречаются плохообразованные кристаллы с пластинчатым обликом. У некоторых зерен и кристаллов наблюдаются единичные ровные трещины, которые пересекают зерно и представляют реликты трещин спайности. Пластинчатая форма кристаллов и следы трещин спайности свидетельствуют о том, что протоминералом этих псевдоморфоз замещенных частиц являлись зерна кислого плагиоклаза.

Комплекс неглинистых минералов однообразен и весьма специфичен. Количественно в нем доминируют кварц и санидин, в подчиненном отношении присутствуют циркон и апатит. Этот комплекс весьма типичен для кристаллокластичности туфов черноморской свиты [2] как по составу, так и по формам нахождения минералов. Кварц представлен угловатыми, остроугольными зернами, реже обнаруживает изометричные формы. Зерна недеформированные и имеют исключительно однородное погасание. Размер зерен до 0,3 мм. Санидин присутствует в пластинчатых формах, реже осколках. Зерна воднопрозрачны, с единичными трещинами спайности. Циркон представлен длиннопризматическими кристаллами, реже отмыт в виде осколков. Его кристаллы сопровождаются характерным ореолом бурого каолинита, напоминающим палеохроичные дворники вокруг этого минерала в биотите. Апатит образует тонкие призмочки, дающие в нормальных срезах правильные гексагональные формы. Кроме этого устойчивого комплекса неглинистых минералов встречаются единичные зерна свежего микроклина с характерной полисинтетической двойниковой решеткой.

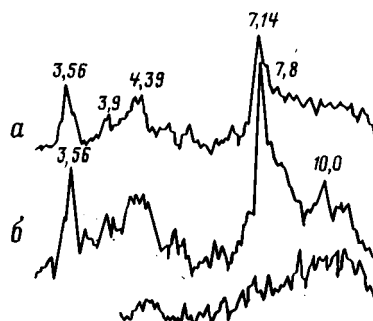
Неглинистые минералы распределены в каолиновом матриксе зернистых тонштейнов относительно равномерно, и лишь около кристаллов каолинита наблюдаются "спрессовывание" их и появление признаков обтекания, явно связанные с эффектом кристаллизационного расталкивания при росте кристаллов каолинита.

Из вторичных минералов присутствуют сидерит и кальцит. Первый развивается исключительно в каолиновом матриксе, где образует характерные радиального строения агрегаты — сферолиты. Аналогичные формы выделений этого минерала развиты во вмещающих углях. Кальцит отмечается реже и развивается как по каолиновому матриксу, так и по зернам псевдоморфозного каолинита, иногда резорбирует сидерит и является более поздним минералом.

Каолинит матрикса микрориспаллический, однородный. В зернистых тонштейнах он всегда обнаруживает более высокую степень окристаллизованности,



Фиг. 1



Фиг. 2

Фиг. 1. Дифрактограмма глинистой фракции кристаллического тонштейна
а – в воздушно-сухом состоянии; б – при насыщении глицерином; в – после прокаливании при 600° С

Фиг. 2. Дифрактограмма глинистой фракции криптокристаллического тонштейна. Условные обозначения см. на фиг. 1

чем в других типах тонштейнов, однако относительно псевдоморфозного каолинита менее кристалличен.

Рентгеноструктурный анализ выявляет практически мономинеральный состав глинистой фракции зернистых тонштейнов (фиг. 1) с типичной для каолинита целочисленной серией базальных рефлексов 00 l , соответствующих межплоскостному расстоянию 7,14 Å, которые не меняют своего положения при насыщении препарата глицерином; но исчезают при прокаливании при 600° С. Слабые линии 4,14 Å (111) и 4,37 Å (110) указывают на присутствие каолинитовой фазы с невысокой степенью упорядоченности структуры, которая, по-видимому, соответствует микрокристаллическому каолиниту матрикса. По важнейшим стандартным рефлексам 7,8 и 3,9 Å диагностируется гейландит, который, как известно, является обычным вторичным минералом девитрифицированных стекол и туфов [4]. Обнаруживается слабовыраженный диффузный рефлекс 10 Å в насыщенном глицерином препарате, принадлежащий илиту.

Химические анализы (таблица) выявляют существенные отклонения в содержаниях оксидов относительно стехиометрического состава каолинита. Более высокие значения SiO₂ связаны с присутствием зерен кварца, а повышенные содержания K₂O обусловлены преимущественно присутствием кристаллов санидина и в меньшей степени иллита. Примесь этих минералов сказалась на величине кремниевого модуля SiO₂/Al₂O₃ (1,47), который резко превосходит его значения (1,20) в относительно мономинеральных кристаллических тонштейнах. Повышенные содержания FeO и высокие Fe₂O₃ характерны для зернистых тонштейнов со сферолитами сидерита или с повышенной пигментацией каолинитовой матрикса оксидами железа.

Криптокристаллические тонштейны визуально весьма однородны и имеют плотный вид. В их составе доминирует (98%) почти изотропная каолинитовая масса, по характеру которой такие тонштейны выделялись под названием *плотные тонштейны* [16]. В однородной каолинитовой массе отмечаются мельчайшие воротничковые кристаллы каолинита, образующиеся в результате перекристаллизации криптокристаллического материала. Присутствуют также зерна

Химический состав тонштейнов

Компонент	Тип тонштейна		
	кристаллический	криптокристаллический	
	обр. 38	обр. 53	обр. 66
SiO ₂	50,59	40,63	45,16
TiO ₂	0,09	0,64	1,21
Al ₂ O ₃	34,46	34,07	36,59
Fe ₂ O ₃	0,21	4,98	0,21
CaO	0,22	0,91	0,50
MgO	0,09	0,83	0,18
BaO	0,13	0,05	0,06
SrO	0,028	0,028	0,042
Na ₂ O	0,42	0,03	0,03
K ₂ O	1,67	0,16	0,21
P ₂ O ₅	0,15	0,27	0,39
П.п.п.	11,95	17,38	15,25
FeO	0,14	4,02	0,18
Сумма	99,94	99,98	99,97
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	1,47	1,20	1,24
TiO ₂ /Al ₂ O ₃	0,003	0,019	0,033

псевдоморфозного каолинита, имеющего криптокристаллическое строение. Показатель преломления криптокристаллического каолинита равен 1,552.

Неглинистые минералы представлены пелитоморфными частицами кварца и санидина, редко отмечаются циркон и апатит. Таким образом, комплекс этих минералов совершенно аналогичен таковому в зернистых тонштейнах и обусловлен единым происхождением исходного материала. Как и в предыдущем типе, отмечаются новообразования сидерита и кальцита. В некоторых каолинистых прослоях появляется примесь углистого материала.

Дифрактограмма криптокристаллического тонштейна имеет характерные для каолинита стандартные рефлексы 7,14 и 3,56 Å (фиг. 2), но с менее резкими пиками, указывающими на меньшую степень окристаллизованности каолинита. Идентифицируется также гейландит с рефлексами 7,8 и 3,9 Å.

Химические анализы криптокристаллических тонштейнов (см. таблицу) показывают близкий к каолинистовому состав, с низким кремниевым модулем. Повышенные содержания оксидов железа обусловлены вторичной сидеритизацией и позднейшим гипергенным окислением сидерита.

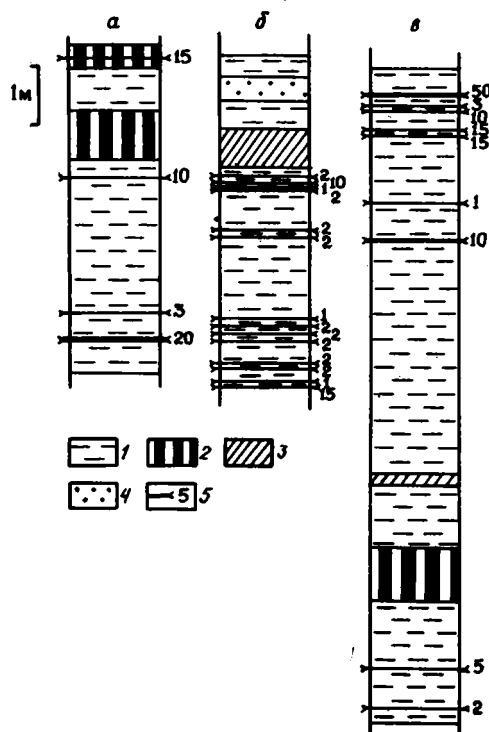
Эмпирические сведения о тонштейнах завершим характеристикой морфологии прослоев и особенностей распределения их в угольных пластах. Вся серия изученных прослоев может быть разграничена на две морфологические разновидности: устойчивой мощности и прерывистые. Прослой устойчивой мощности весьма выдержаны на больших расстояниях (свыше 2,5 км). При этом свойством высокой выдержанности характеризуются как мощные (первые сантиметры), так и тонкие (менее 1 см) прослои. Прерывистыми являются наиболее тонкие прослои, хотя и не всегда. Выдерживаясь на значительных расстояниях, они на отдельных интервалах по простиранию зубчато или линзовидно выклиниваются и через некоторое расстояние появляются вновь. В перерыве иногда прослеживается каолиновый крап в угольной массе.

Контакты прослоев с углем очень резкие. Примесь угольного материала в прослоях не характерна и иногда отмечается лишь вблизи контактов.

По величине мощности все прослои четко подразделяются на тонкие (менее 1 см) и относительно мощные (сантиметры). Первые практически укладываются в узкий (0,1–0,2 см) интервал (фиг. 3), вторые – в диапазон 1–2 см, реже 3–5 см.

Фиг. 3. Распределение прослоев тонштейнов в угольных пластах "Великане" (а); "Мошном" (б), "Гиганте" (в)

1 — уголь; 2 — углистый аргиллит; 3 — аргиллит; 4 — песчаник; 5 — прослой тонштейнов (цифры — мощность, мм)



Любопытен разрыв между мощностями тонких и относительно мощных прослоев, т. е. отсутствие прослоев с промежуточными мощностями. Такой же разрыв намечается в диапазоне 5–10 см. Соотношение между вещественным составом тонштейнов и мощностью их прослоев заключается в том, что зернистые тонштейны слагают относительно мощные прослой, а криптокристаллические — тонкие, реже относительно мощные.

В распределении прослоев тонштейнов в разрезе угольных пластов проявляется две особенности (см. фиг. 3). Как правило, они группируются, образуя сближенные прослой с расстояниями между ними от 5 до 30 см. Интервалы между группами измеряются метрами. В большей степени группы прослоев тяготеют к нижней или верхней частям пластов. В междупластиях отмечаются единичные прослой, которые локализуются в тонкопелитоморфных породах. Отмечается также локализация прослоев разной мощности в различных угольных пластах (см. фиг. 3): более мощные характерны для нижнего и верхнего пластов, маломощные — для среднего.

В угольных пластах все прослой подчинены пачкам литотипов полублестящих штриховато-полосчатых и штриховатых углей, залегаая согласно наслоению.

Источники и стадийность образования каолиновых тонштейнов. В проблеме генезиса тонштейнов переплетаются традиционные литологические вопросы, касающиеся природы исходного материала, путей его поступления в седиментационный бассейн и механизмов формирования глинистых минералов. Однозначные ответы на эти вопросы не всегда удается получить, и поэтому проблема происхождения тонштейнов остается во многих отношениях дискуссионной. Особенно противоречивыми являются суждения о характере исходного материала. Высказаны две альтернативные концепции, рассматривающие тонштейны как производные вулканических пород или как нормальные осадки. По авторитетному мнению Ж. Милло [6], обе точки зрения не противоречат имеющимся данным. Такого же мнения придерживаются К. Бургер и др. [10],

считая геологически реальным образование тонштейнов из исходного материала обоих источников. Сложность, однако, заключается в том, что в ряде случаев явные критерии распознавания утрачены и появляется неопределенность, особенно в случае тонштейнов криптокристаллического строения. Ранее нами рассмотрен комплекс признаков, указывающих на явно осадочное происхождение каолинита в тонштейнах [1].

Минерально-петрографический состав и геохимические особенности изученных тонштейнов существенно отличают их от тонштейнов осадочного генезиса. Характерным для них является устойчивая однообразная ассоциация протоминералов — кварца, санидина, циркона, апатита, а также псевдоморфно замещенных каолинитом кислых плагиоклазов. В них отсутствуют характерные для терригенных осадков полиминеральные ассоциации. Отмеченный специфический комплекс протоминералов аналогичен распространенному в карбоновых туфах угленосного бассейна [2], что позволяет рассматривать тонштейны, особенно кристаллического типа, как аналоги кристаллотуфов, преобразованных в гипергенных условиях, т. е. как апотуф. В.М. Ядренкин [8] приводит петрографические свидетельства сохранения реликтов рогульчатых осколков стекловатого кислого пепла в некоторых каолинитовых прослоях бассейна. Многие литологи рассматривают эти признаки, вместе с морфологией и выдержанностью прослоев, как наиболее очевидные свидетельства образования тонштейнов в результате каолинизации вулканического пепла [11, 17, 19]. Таким образом, петрографические признаки изученных тонштейнов однозначно указывают на вулканический источник исходного материала зернистых и криптокристаллических тонштейнов.

Дополнительную информацию о характере исходных пород дает титановый модуль ($\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$), соотношение инертных компонентов которого мало изменяется в процессе каолинизации материнской породы. Д.А. Спизэрс и Р. Канарис-Сотрайо [18] нашли, что высокие ($> 0,08$) значения титанового модуля указывают на образование тонштейнов из основного вулканического пепла, а низкие ($< 0,02$) характеризуют исходный кислый вулканический пепел. Промежуточные значения ($0,02-0,08$) модуля они связывают с обилием невулканического материала или с промежуточным составом пепла.

Рассчитанные значения титанового модуля (см. таблицу) находятся в поле кислого вулканического пепла или вблизи его критической границы. Небольшие отклонения в область промежуточных значений для криптокристаллического тонштейна, по-видимому, связаны с контаминацией его невулканическим пелитоморфным материалом.

Таким образом, петрографические и геохимические критерии однозначно свидетельствуют в пользу кислого (риолитового) пеплового материала как исходного источника образования прослоев тонштейнов в угольных пластах. Это позволяет констатировать, что каолинит этих прослоев формировался в пределах угольных пластов, т. е. является аутигенным.

Вместе с тем развитие разных по степени и кристалличности выделений каолинита и характер их взаимоотношений между собой указывают на то, что наблюдаемый парагенезис глинистых минералов возник в результате последовательных минеральных преобразований и отражает стадийность образования каолинита в прослоях. Структурно-минералогические признаки свидетельствуют о двух стадиях каолинитообразования. Главное диагенетическое событие, последовавшее за отложением вулканического пепла, — это массовое развитие криптокристаллического каолинита. Замещение витрокластиков и плагиоклазов мономинеральной каолинитовой массой могло прогрессировать при сочетании интенсивного выщелачивания и выноса компонентов, что стимулировалось кислой средой и проточностью торфяника. Последнее понижало активность щелочных и щелочно-земельных катионов и тем самым препятствовало выделению клиноптилолита, монтмориллонита, смектита, для образования которых необходим реальный бюджет Na, Mg, Ca, K, и благоприятствовало кристаллизации каолинита. Таким

образом, ранней стадией преобразования вулканического пепла явилось замещение его криптокристаллическим каолинитом, которое протекало аналогично процессам образования коры выветривания [7, 14]. Следовательно, образование криптокристаллического каолинита относится к категории новообразования [6, 12].

Следующая стадия — образование крупных вермикулитовых агрегатов каолинита в прослоях тонштейна. Морфология кристаллов, взаимоотношения их с криптокристаллическим каолинитом свидетельствуют о зарождении и росте кристаллов в матрице криптокристаллического каолинита. Кроме перистых ограничений по оси c , явно указывающих на прорастание кристаллами криптокристаллического каолинита, свидетельством роста кристаллов служит также эффект "спрессовывания" неглинистых минералов, связанный с отталкиванием последних гранями роста кристаллов каолинита. Л.Р. Мур [15] в качестве доказательства формирования кристаллов каолинита *in situ* указывал на развитие кайм органического материала вокруг крупных макрокристаллов, что представляет явление того же характера — расталкивание инородного материала растущими кристаллами каолинита.

Физико-химически рост вермикулитовых кристаллов каолинита всецело определяется активностями H^+ , H_4SiO_4 и $Al(OH)_4$, поскольку процесс развивался в субмономинеральной массе криптокристаллического каолинита. При этом главную роль в формировании вермикулитовых агрегатов каолинита играл механизм расстояния — кристаллизации. Рост макрокристаллов осуществлялся вследствие растворения криптокристаллического каолинита и по своему характеру был идентичен перекристаллизации. Петрографическим свидетельством этого служат перистые структуры прорастания макрокристаллов каолинита в криптокристаллическую массу. Следовательно, вермикулитовые агрегаты каолинита относятся также к категории новообразований, но их формирование протекало на более поздней стадии. Процесс перекристаллизации контролировался низкой величиной $[K^+]/[H^+]$, составляющей менее 10^{-6} [13], предельным значением которой определяется граница устойчивости каолинита и начало его трансформации в иллит.

Сидерит и кальцит имеют наложенный характер, причем выделения последнего являются более поздними. Их распределение контролируется зонами трещиноватости и нарушений и определялось процессами катагенеза. Резорбция макрокристаллов и криптокристаллического каолинита свидетельствует о том, что вермикулитовые агрегаты каолинита формировались исключительно при диагенезе и не претерпели каких-либо преобразований при катагенезе.

Установив, что вулканический пепел служит исходным материалом тонштейнов, можно считать реальным механизмом седиментации этого материала пеплопады, которые повторялись периодически и сформировали последовательную серию прослоев. Естественно, что гидродинамика палеоторфяников оказывала влияние на седиментацию пепла, придавая осадку флювиальный облик, что было отмечено И.Б. Волковой [2].

Констатация накопления исходного материала прослоев в результате пеплопадов открывает новую реальную возможность использования тонштейнов в качестве геохронометров при изучении периодичности вулканической активности прошлого.

Список литературы

1. Адмакин Л.А., Портнов А.Г. Тонштейны Иркутского бассейна // Литология и полез. ископаемые. 1987. № 3. С. 88–98.
2. Ван А.В. Вулканический пепел в угленосных отложениях верхнего палеозоя Средней Сибири // Литология и полез. ископаемые. 1972. № 1. С. 40–51.
3. Волкова И.Б. Тонштейны в угольных пластах Минусинского бассейна // Угольные бассейны и условия их формирования (Тез. докл. VI Всесоюз. геол. угольн. совещ.). Львов, 1980. С. 121–122.

4. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 4. М.: Мир, 1966. 492 с.
5. Зарицкий П.В. Межугольные каолинитовые прослои (тонштейны) Донбасса // Зап. ВМО. 1970. Ч. 99. Вып. 5. С. 619–669.
6. Милло Ж. Геология глин. Л.: Недра, 1968. 360 с.
7. Михайлов Б.М., Куликова Г.В. Фациальный анализ кор выветривания. Л.: Недра, 1977. 160 с.
8. Ядренкин В.М. Литология и вещественный состав верхнепалеозойских угленосных отложений Изыхского месторождения // Угленосные отложения Кузнецкой и Тунгусской провинций. Новосибирск: СНИИГТИМС, 1975. С. 59–67.
9. Burger K. Vorkommen und stratigrafische Verteilung der Kaolin Kohlentonsteine in den Kohlenreviren der Erde // Угленосные формации: Тр. 8-й Междунар. конф. по стратиграфии и геологии карбона. М.: Наука, 1979. Т. 5. С. 21–31.
10. Burger K., Stadler G., Wolf M. Kaolin-Kohlentonsteine // Die Karbonablagerung in der Bundesrepublik Deutschland // Krefeld: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, 1971. S. 125–128.
11. Dopita M., Kralik J. Uhelné tonsteiny Ostravsko-Karviskeho reviru. Ostrava, 1977. С. 15.
12. Eberl D.D. Clay mineral formation and transformation in rocks and soils // Philos. Trans. Roy. Soc. Lond. 1984. V. A311. № 1517. P. 241–257.
13. Hemley J.J. Some mineralogical equilibria in system $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ // Amer. J. Sci. 1959. V. 257. № 2. P. 241–270.
14. Keller W.D. Environmental aspects of clay minerals // J. Sediment. Petrol. 1970. V. 40. № 3. P. 778–813.
15. Moor L.R. The in situ formation and development of some kaolinite macrocrystals // Clay Miner. Bull. 1964. V. 5. № 4. P. 338–352.
16. Schüller A., Hohene K. Petrographie, Chemismus und Facies der Tonsteine des Saagebietes. Teil 1 // Geology. 1956. № 5. S. 695–755.
17. Senkayi A.L., Dixon J.B., Hossner L.R. et al. Mineralogy and genetic relationships of tonstein, bentonite, and lignitic strata in the eocene Yequa Formation of east-central Texas // Clay and Clay Minerals. 1984. V. 32. № 4. P. 259–271.
18. Spears D.A., Kanaris-Sotiriou R.A. A geochemical and mineralogical investigation of some British and other European tonstein // Sedimentology. 1979. V. 26. № 4. P. 407–425.
19. Williamson I.A. Tonstein – their nature, origins, and uses // Mining Mag. 1970. V. 122. № 2. P. 119–125.

ВНИГРИуголь, Ростов-на-Дону

Поступила в редакцию
12.V. 1991

УДК 550.42/551.31/551.762 (470.6)

© 1992 г.

Гаврилов Ю.О.

К ГЕОХИМИИ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В СВЯЗИ С ЭВСТАТИЧЕСКИМИ КОЛЕБАНИЯМИ УРОВНЯ МОРЯ (НИЖНЯЯ И СРЕДНЯЯ ЮРА, СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ)

На примере отложений J_{1-2} Северного Кавказа показано, что к толщам, образовавшимся на этапах трансгрессивного развития водоемов, обычно приурочены сидеритоносные отложения, в то время как горизонты с Fe-oolитами тяготеют к интервалам, соответствующим регрессивным эпизодам. Обсуждаются причины появления сидеритоносных и обогащенных органическим веществом отложений. Наиболее вероятной причиной их образования предполагается процесс активного взаимодействия трансгрессирующего моря с озерно-болотными и лагунными ландшафтами, возникшими в результате предшествующей регрессии на пенеппенизированных прибрежных пространствах.

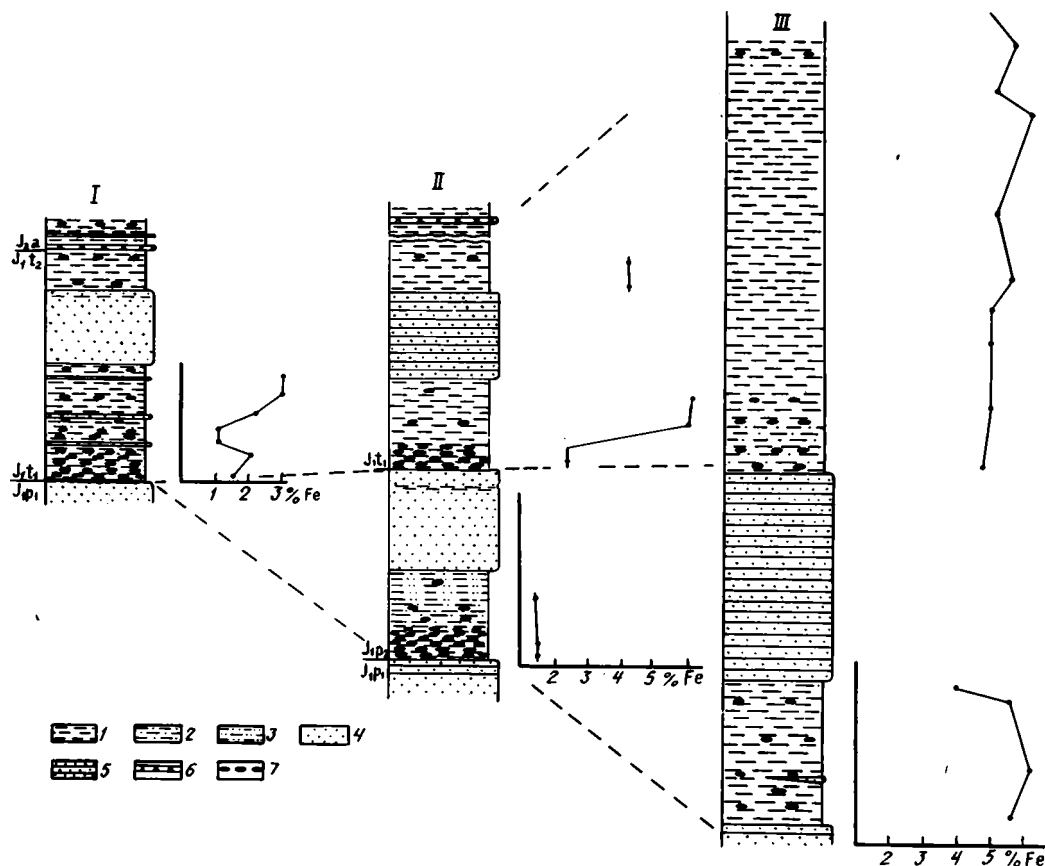
Эвстатические колебания уровня моря, проявлявшиеся в глобальном масштабе, могли сходным образом влиять на развитие осадочных бассейнов седиментации и обуславливать появление в разрезах, удаленных друг от друга на значительные расстояния, некоторых общих черт. Движения береговой линии влияли как на строение разрезов в целом, так и на накопление в ряде случаев определенных химических элементов, образывавших иногда значительные скопления — вплоть до рудных. Подобная зависимость прежде всего была подмечена для железорудных образований. Б. Брокамп [30] и особенно детально Н.М. Страхов [18] рассмотрели возможные причины этого явления. В дальнейшем Н.М. Страхов, анализируя распределение различных осадочных полезных ископаемых в связи с трансгрессивно-регрессивными циклами, наметил основные тенденции приуроченности тех или иных ископаемых к определенным этапам развития этих циклов [19,20]. Впоследствии в связи с разработкой представлений о характере эвстатических колебаний уровня моря вопросы их влияния на осадочный процесс продолжали обсуждаться [31 и др.]. В настоящее время задача выявления связи отложений определенного геохимического облика с различными этапами короткопериодных эвстатических колебаний остается весьма актуальной.

В данном сообщении рассмотрим некоторые литолого-геохимические особенности отложений, накопившихся в периоды трансгрессивного развития ранне- и среднеюрского водоема Большого Кавказа в пределах его северного борта.

Юрский водоем Большого Кавказа входил в систему тетических водоемов и соответственно в значительной мере развивался в том же направлении, что и другие бассейны мира. Проведенный анализ строения юрской толщи этого района показал, что кривая эвстатических колебаний моря для Кавказа во многом совпадает с аналогичными кривыми для других районов мира [4].

Следы эвстатических колебаний уровня моря, зафиксированные в разрезах в том или ином виде, можно обнаружить в различных структурно-фациальных зонах¹ (СФЗ) Большого Кавказа. Однако в наиболее глубоководных центральных и смежных с ними областях бассейна осадконакопления, характеризовавшихся аномально высокими скоростями седиментации [5], трансгрессивные и регрес-

¹ Выделение СФЗ по [16].



Фиг. 1. Литологические колонки лейасовых отложений Центрального Кавказа и распределение в них Fe

I – район бассейна р. Баксан (Лабино-Малкинская СФЗ); II – р. Черек Безенгиевский (Восточно-Балкарская СФЗ); III – район бассейна р. Урух – р. Айтамуга (Дигоро-Осетинская СФЗ). 1 – аргиллиты; 2,3 – алевролиты (2 – глинистые, 3 – песчаные); 4,5 – песчаники (4 – массивные, 5 – слоистые с прослоями алевролитов); 6 – пласты с железистыми оолитами; 7 – конкреции

сивные эпизоды проявились в наименьшей степени; в то же время в периферийных частях водоема их следы прослеживаются вполне отчетливо. Поэтому в интересующем нас аспекте анализировались прежде всего юрские толщи, накопившиеся в пределах шельфовой части водоема и его склона (Лабино-Малкинская, Восточно-Балкарская, Дигоро-Осетинская, Агвали-Хивская СФЗ). По развитым здесь отложениям можно проследить вещественное выражение эвстатических колебаний, начиная с плинсбаха.

В пределах Центрального Кавказа лейасовые трансгрессии привели к образованию своеобразных осадочных ритмов (фиг. 1) [4]: в их нижней части залегают глинистые отложения, сменяющиеся сверху алевролитистыми и песчанистыми. Такое строение толщ связано с высокими темпами развития трансгрессий, в результате чего речные системы, поставлявшие основную массу осадочного материала, оказались подпруженными и наиболее грубый песчаный материал сгруживался в эстуариях, лиманах, в то время как тонкий материал выносился в зону шельфа и участвовал в формировании глинистой части толщ. В дальнейшем при замедлении наступления моря или его прекращении – по мере развития речных систем – песчаный материал начал поставляться в зону шельфа, образуя верхнюю часть ритма; глинистый материал при этом из зоны шельфовой активной гидро-

динамики выносился в более глубоководные части бассейна [4]. Реальность этой схемы возникновения трансгрессивного ритма (от глинистых к песчаным отложениям) подтверждается данными по геологии молодых погребенных речных долин Нила, Роны [27] и др.: они заполнялись осадками после очень быстрого затопления их морем, причем нижняя часть образовавшейся в результате этого толщи слагалась глинистыми осадками, которые выше сменялись более грубыми.

При рассмотрении отложений, возникших в результате трансгрессий, нас прежде всего интересуют нижние (в этом районе глинистые) части толщ, накапливавшиеся именно во время активного наступления моря на сушу.

Отмеченное строение лейкасовых толщ прослеживается на достаточно обширных площадях. Литолого-геохимическое изучение юрских отложений проводилось нами в наиболее полных и представительных разрезах, принадлежащих различным структурно-фациальным зонам. Система изученных разрезов образует профиль (см. фиг. 1), охватывающий различные части шельфовой области раннеюрского водоема: он пересекает зону палеошельфа под углом к ее простиранию. В северо-западной части профиля развиты отложения, накапливавшиеся в относительной близости к берегу, в юго-восточной — наиболее удаленные от него.

Как видно из разрезов профиля, наиболее древние накопившиеся в результате трансгрессии отложения датируются верхним плинсбахом. В нижних глинистых частях разрезов Восточно-Балкарской СФЗ найдены домерские аммониты *Amaltheus depressus* Simps. [15]. В разрезе J₁ из этой СФЗ по р. Черек Безенгиевский нижняя глинистая пачка представлена алевритистыми аргиллитами темного коричневатого-серого цвета; на плоскостях напластования часто встречаются скопления мелких растительных остатков, отмечены также окаменевшие (сидеритизированные) фрагменты древесины (несколько сантиметров). Наиболее характерной чертой этих отложений является присутствие в них многочисленных прослоев и цепочек конкреций: расстояние между ними на интервалах наиболее частого чередования составляет 5–15 см, мощность прослоев и конкреций — 3–5 см. Они сложны магниальным сидеритом (таблица, обр. 344). На некоторых участках насыщение отложений конкрециями настолько велико, что наблюдается почти равноценное по мощности чередование аргиллитов и слоев сидеритовых конкреций. Мощность пачки алевритистых аргиллитов составляет около 20 м, выше (на протяжении нескольких метров) по мере увеличения алевритистости пород и перехода их в песчанистые алевролиты конкреционность отложений уменьшается.

В пределах Северной Осетии (Дигоро-Осетинская СФЗ) одновозрастные отложения (домерский возраст определяется многочисленными находками *Amaltheus* sp. [9,15]) накапливались в более мористых условиях по сравнению с предыдущим разрезом. Толща характеризуется в целом той же структурой разреза, но с несколько большей суммарной мощностью: в частности, мощность глинистого интервала здесь увеличивается до 50 м. В алевритистых аргиллитах хотя и залегают многочисленные сидеритовые стяжения, но их намного меньше по сравнению с предыдущим разрезом.

Особый интерес представляет геохимическая характеристика этих отложений: содержания S_{org} в породах разреза по р. Черек незначительны (около 0,3–0,4%), в разрезе по р. Урух (более мористом) — около 1%. Весьма любопытна картина распределения железа: если в разрезе по р. Черек в аргиллитах содержится около 1,5% Fe, то в разрезе по р. Урух его содержание достигает 5,5–6% (см. фиг. 1). Породы в обоих случаях практически бескарбонатны.

Следует отметить, что в западных районах Северного Кавказа отложения, одновозрастные рассматриваемым (нижняя подсвита псебайской свиты), имеют в целом такое же двучленное строение: черные аргиллиты с многочисленными сидеритовыми конкрециями в нижней части подсвиты и песчаники в ее верхней части, мощность толщи 50–200 м [15].

Сходное в общих чертах строение с рассмотренной толщей характерно и для

Химический состав карбонатных конкреций

Номер образца	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	CO ₂	C _{орг}	P ₂ O ₅	МНО*	Сумма	Возраст (место отбора)
182	Нет	3,18	40,42	0,91	2,57	7,71	32,2	Нет	2,61	12,84	102,4	Нижний тоар (Лабино-Малкинская СФЗ, р. Тызыл)
184	"	3,27	40,3	0,57	3,73	8,48	32,7	0,24	0,18	10,22	99,81	
186	"	1,58	43,02	0,36	3,86	7,2	35	0,27	0,09	8,37	99,75	
344	"	2,34	29,9	0,25	3,93	8,53	29,4	0,10	0,08	26,03	100,55	Верхний плинобах
359/1**	"	1,68	3,59	0,19	7,25	3,19	9,55	0,30	0,82	72,37	98,94	Нижний тоар, Восточно-Балкарская СФЗ, р. Черек Безенгиевский)
359/2	"	3,76	1,29	0,01	4,35	1,52	1,25	0,63	7,9	57,58	78,27	
359/3	"	2,29	29,45	0,27	3,82	6,01	25,95	0,38	0,32	31,33	99,82	
361	0,81	0,65	38,0	0,67	4,0	7,46	33,10	Нет	0,31	13,77	98,34	
1	0,47	0,89	30,30	0,42	5,40	6,94	29,05	0,42	0,27	22,62	96,78	Аален (Агвали-Хивская СФЗ, реки Курах, Самур)
9	Нет	1,34	30,55	0,47	5,08	6,16	28,20	0,14	0,14	26,68	98,76	
7	0,33	2,31	23,80	0,55	6,80	7,34	28,10	0,45	0,11	26,51	96,30	

*МНО – минеральный нерастворимый остаток.

**Обр. 359: 1 – ядро, 2 – промежуточная зона, 3 – периферийная зона.

тоарских отложений (см. фиг. 1). Здесь также в основании толщи, накопившейся в период трансгрессивного развития водоема, залегают черные или темно-серые аргиллиты или их алевритистые разности с очень большим количеством сидеритовых (см. таблицу, обр. 182 – 186) конкреций (Лабина-Малкинская СФЗ) [6]. Этот же интервал прослеживается и в разрезах Балкарии, более удаленных в это время от берега. Насыщенность аргиллитов конкрециями здесь также очень велика: например, в интервале 1 м залегают восемь конкреционных прослоев. Однако если в предыдущих разрезах отмечались только сидеритовые стяжения, то здесь встречаются зональные разности: в ядре – кальцит и аутигенный SiO_2 , внешняя часть сложена сидеритом, выделяется и промежуточная между ними зона, обогащенная фосфатными минералами (см. таблицу, обр. 359/1-3). Мощность интервала ~ 15 м. Трансгрессивный этап, с которым связано образование тоарской толщи, начался в середине раннего тоара (аммонитовая зона *Harpoceras falciferum* [11]).

Соответствующая по возрасту этим отложениям глинистая толща Дигоро-Осетинской СФЗ (реки Урух, Ардон), характеризующая собой достаточно удаленные от берега части палеошельфа, сложена в основании темно-серыми алевритистыми аргиллитами с желваками сидеритовых конкреций, выше они сменяются толщей серых аргиллитов с ритмично залегающими (через 10–20 см) тонкими ($\sim 0,5$ – $0,7$ см) сидеритовыми прослойками, иногда линзовидными. Общая мощность толщи ~ 150 м.

В разрезах нижнего тоара для глинистых отложений характерна геохимическая картина, схожая с установленной для домерской толщи. Здесь в алевритистых аргиллитах разрезов, наиболее приближенных к палеоберегу и в максимальной степени сидеритоносных (например, разрез по р. Тызыл [6]), содержится $\text{C}_{\text{орг}}$ 0,25%, Fe 1,75%, CO_2 нет; в отложениях, накопившихся в несколько более мористых обстановках (р. Черек), $\text{C}_{\text{орг}}$ 0,35%, Fe 2,2–2,5%, CO_2 0,5%; в относительно удаленном от берега разрезе (р. Урух) $\text{C}_{\text{орг}}$ $\sim 1\%$, CO_2 нет, Fe 5,5–6%. Таким образом, как для домерской, так и для нижнетоарской толщи минимальные содержания $\text{C}_{\text{орг}}$ и Fe характерны для максимально сидеритоносных отложений (скопления сидеритов иногда приобретают характер небольших рудопоявлений) и возрастают в более удаленных от берега отложениях, в которых количество Fe иногда на 1,5–2% превышает кларковые содержания для глинистых пород. Весьма рельефно проявляется закономерность изменения содержания Fe в аргиллитах в зависимости от степени конкреционности отложений в тоарских глинистых пачках в разрезах рек Тызыл и Черек Безенгиевский. Как видно (см. фиг. 1), в максимально конкреционносных горизонтах из нижних частей этих интервалов прослеживаются минимальные содержания Fe, в то время как выше по разрезу (там, где конкреций заметно меньше) содержания Fe во вмещающих породах возрастают: в разрезе р. Тызыл с 1,1–2,3 до 3%, в разрезе р. Черек с 2,4 до 6%. Причем в последнем случае высокие содержания Fe аналогичны количеству Fe в разновозрастных отложениях разреза р. Урух. Из этого можно сделать вывод, что первоначальное содержание Fe в осадках при накоплении нижних частей глинистых пачек также было значительным, но в дальнейшем заметно изменилось в результате диагенетического перераспределения железа.

Обращает на себя внимание также то обстоятельство, что глинистые породы с низким в настоящее время содержанием $\text{C}_{\text{орг}}$ характеризуются весьма темной окраской, причем в отложениях более мористых частей водоема на фоне некоторого увеличения количества $\text{C}_{\text{орг}}$ интенсивность окраски может уменьшаться.

Таким образом, резюмируя изложенное, отметим следующие моменты: 1) нижние части глинисто-алевритовых пачек, накопившихся во время быстрых трансгрессий, обогащены диагенетическими конкрециями сидеритового или смешанного, но с обязательным участием сидерита, состава; насыщенность отложений сидеритовыми конкрециями и прослоями аномально высока, причем по мере удаления от палеоберега к более мористым частям водоема она уменьшается; 2) вмещающие конкреции отложения резко обеднены Fe, а также рядом дру-

их компонентов, в то время как глинистые породы из тех частей пачек (обычно верхних), в которых конкреции присутствуют в небольшом количестве либо вовсе отсутствуют, характеризуются более высокими содержаниями железа, в ряде случаев превышающими кларковые его содержания для аргиллитов на 1–2%.

При реконструкции условий формирования установленной латеральной и вертикальной зональности в глинистых толщах, образовавшихся во время трансгрессий, следует учитывать общую палеогеографическую и климатическую обстановку в то время. На протяжении по крайней мере верхнего лейаса климат на территории Северного Кавказа был субтропическим, гумидным. На прилегающих к водоему территориях суши иногда накапливались угленосные отложения (хумаринская свита, J_1p_1). Данные спорово-пыльцевого анализа [28] свидетельствуют о существовании здесь достаточно разнообразной и обильной растительности. Поэтому при благоприятных условиях здесь всегда могли возникнуть озерно-болотные системы. Но, как известно [21, 26], с ними часто связывают образование морских сидеритоносных отложений, поскольку болотные ландшафты являются поставщиком Fe и ОВ в морские осадки, где в диагенезе образуются сидериты. Однако осложняющим моментом для установления прямой корреляции между озерно-болотными ландшафтами и сидеритообразованием в морских условиях является то, что далеко не всегда в, казалось бы, благоприятных обстановках формировались сидериты. На наш взгляд, развитие этого процесса во многом обуславливалось тем, как осуществлялось взаимодействие моря с береговым ландшафтом. Так, например, одновременно с накоплением континентальных угленосных отложений угленосной хумаринской свиты шло образование морских отложений верикютской свиты: свиты фациально замещают друг друга. Однако заметного обогащения отложений верикютской свиты ОВ и сидеритовыми конкрециями в области, приближенной к зоне фациального перехода, не отмечается. Нет массовых скоплений сидеритов и в одновозрастных с хумаринской свитой морских отложениях Кыртыкской впадины, т.е. при более или менее стабильном стоянии моря и его береговой линии могло не быть активного взаимодействия с береговым озерно-болотным ландшафтом. Иначе обстояло дело при заметных флуктуациях уровня моря. Причем важно подчеркнуть, что этапам быстрых трансгрессий, как правило, предшествовали сравнительно непродолжительные регрессивные эпизоды. Они приводили к освобождению от моря полосы морского дна в области шельфа, представлявшей собой в рассматриваемом случае пологую местность, снивелированную морской эрозией и последующим накоплением осадков. Эта новообразованная прибрежная равнина была идеальным местом для развития озерно-болотных ландшафтов, тем более что климатические условия этому весьма благоприятствовали; со стороны моря к ней примыкали мелководные заливы, лагуны. Эти ландшафты формировались очень быстро. Длительность же их существования была, видимо, не более нескольких десятков тысяч лет. Последовавшая сравнительно скоро вслед за регрессией трансгрессия привела к тому, что наступающее море начало активно взаимодействовать с прибрежным ландшафтом: непосредственный контакт этих двух систем приводил к разрушению накоплений растительных масс и выносу значительного количества реакционноспособного ОВ в море. Кроме того, сокращенное до минимума расстояние между озерами и болотами, с одной стороны, и морем — с другой, обуславливало легкость переноса ОВ, Fe и некоторых других элементов. Н.М. Страхов [21], рассматривая вопрос о поставке Fe в водоем, отмечал, что при достаточно большой длине рек, т.е. пути от района мобилизации Fe до места его захоронения, происходит окисление переносимого Fe и зачастую его осаждение уже в пределах речных долин. В тех же случаях, когда болотистая местность оказывалась весьма близкой к конечному водоему стока, железо, мобилизуемое в болотах, доходило до морского бассейна. Причем часть железа приносилась в виде истинного раствора, другая же часть — в виде его окислившихся форм. По данным, приведенным

в работах [12, 29 и др.], важную роль в переносе Fe в морские водоемы играли железоорганические комплексные соединения, в частности с гуминовыми и фульвокислотами.

В позднелайасовое время поступавшие в водоем ОВ и Fe накапливались прежде всего в областях, относительно приближенных к береговой линии. Здесь в осадках особенно интенсивно протекали диагенетические процессы, приводившие к образованию сидеритовых скоплений. Судя по многочисленным растительным остаткам в глинисто-алевритовых домерских отложениях разреза р. Черек и нижнего тоара р. Тызыл (см. фиг. 1), принесенное с суши ОВ в основном и определяло здесь характер и интенсивность диагенеза.

Но не только аллотигенное ОВ обогащало илы. Как показывает анализ строения тоарской части разреза по р. Черек, накопление глинистых осадков в раннем тоаре сопровождалось высокой биологической продуктивностью самого водоема и морские организмы внесли заметный вклад в обогащение осадков ОВ. Для расцвета организмов требуется увеличение концентраций в воде прежде всего таких биофильных элементов, как С, Р, N и др. Как отмечалось, $C_{орг}$ в растворенном виде в достаточных количествах поступал с берега. С тем же источником могло быть связано также поступление в водоем фосфора. В.А. Ковалев [12] указывал, что торфяники и болотный процесс в целом можно рассматривать как один из характерных типов проявления геохимической миграции фосфора в зоне гипергенеза.

Теплое море и наличие необходимых количеств биофильных элементов обусловили благоприятные условия для достаточно высокой биопродуктивности этих частей водоема. По мере удаления от берега доля бассейнового ОВ в осадках возрастала, сменяя растительное ОВ, доминировавшее в прибрежной части. Но в том же направлении увеличивались скорости терригенного осадконакопления и соответственно количество ОВ в осадках уменьшалось. Причем та часть ОВ, которую составляло аллотигенное ОВ, при переносе в этой части водоема успевало окислиться и теряло свою реакционную способность. В связи с этими факторами диагенетические процессы протекали здесь гораздо менее интенсивно и существенных скоплений сидеритов не возникало.

Поскольку в процессе наступления на сушу море довольно быстро "отвоевывало" оставленную ранее территорию и продвигалось дальше к северу, наиболее активное взаимодействие моря и озерно-болотных ландшафтов осуществлялось в основном на начальных этапах трансгрессии и соответственно сидеритовыми скоплениями обогащались именно нижние части накапливавшихся при этом глинистых пачек. В дальнейшем море занимало территории, где болотные ландшафты были развиты в меньшей степени, и вынос в море ОВ и других компонентов по сравнению с тем, как это происходило ранее, сократился, вслед за этим из разреза исчезли и сидеритовые отложения.

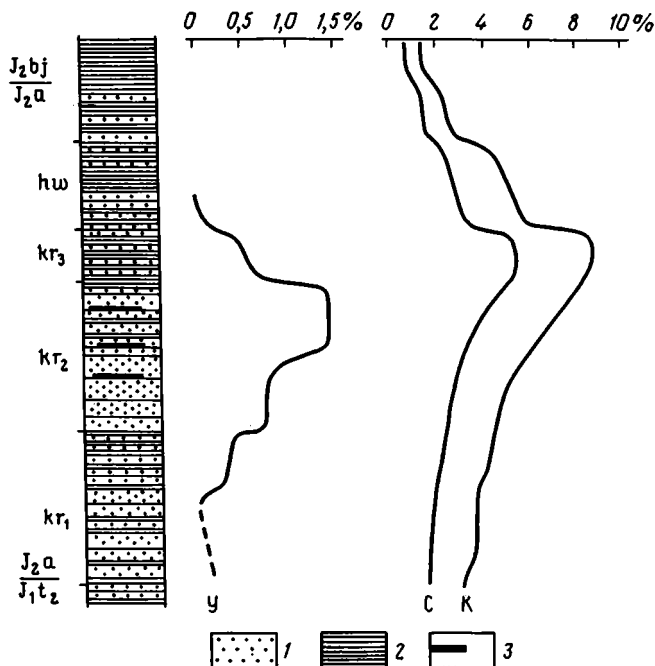
Особо следует отметить характер диагенетических процессов в рассматриваемой толще. Их интенсивность в периоды образования глинистых отложений, накапливавшихся во время трансгрессии, была чрезвычайно высока, достигая максимального своего проявления во всем разрезе J_{1-2} Центрального Кавказа. В осадках, изначально несколько обогащенных ОВ и Fe, происходило активное перераспределение железа и формирование сидеритовых прослоев по схеме диагенетического карбонатного слоеобразования [3]. Причем в этот процесс вовлекалось не только Fe, которое находилось в илах в относительно свободном состоянии (сорбированное, в виде металлоорганических соединений и т.д.), но и входившее в состав глинистых и других терригенных минералов. В итоге содержание Fe во вмещающих глинистых отложениях резко понизилось (до 1–2%), хотя если оценивать общее содержание железа во всей глинисто-сидеритовой пачке, то оно достаточно высокое. Аналогично железу вели себя и некоторые другие элементы. Так, марганец в аргиллитах присутствует в следовых количествах, но концентрируется, хотя слабо, в конкрециях (см. таблицу). Переработка осад-

ков была очень глубокой, с разрушением не только известковых включений (CaCO_3 в этих породах отсутствует), но и силикатных минералов, таких как хлорит и отчасти гидрослюда. Глинистые отложения оказались обогащенными каолинитом, который имеет не только аллотигенное происхождение, будучи частично принесенным из континентальных заболоченных областей, но и аутигенное, так как формировался непосредственно в сидеритоносных горизонтах.

В результате интенсивных редукционных и других процессов содержание $\text{Сор}_{\text{г}}$ в осадках ко времени затухания диагенеза также существенно понизилось. Сейчас трудно реконструировать его первоначальное количество в осадках, но думается, что они превышали фоновые содержания, достигая нескольких процентов.

В среднеюрское время трансгрессивные эпизоды Центрального Кавказа по сравнению с раннеюрскими оказались литологически менее четко выраженными в разрезах, что связано с дальнейшим продвижением береговой линии к северу — в районы, перекрытые в настоящее время более молодыми отложениями. Соответственно в современных обнажениях в основном выходят на поверхность отложения, накопившиеся в относительно удаленных от берега участках шельфа юрского водоема. Гораздо более яркое литологическое отображение трансгрессий можно наблюдать в восточных районах Северного Кавказа — в пределах Дагестана.

Трансгрессии в среднеюрское время происходили в середине аалена, начале и середине байоса. В разрезе юрской толщи особенно рельефно своими литолого-геохимическими проявлениями выражена ааленская трансгрессия. Ей на рубеже моря и аалена предшествовала регрессия, которая привела к появлению в разрезе морских отложений комплекса континентальных фаций, местами угленосных (среднекарахская [24] и верхнебатлукская [7] свиты), связанных с развитием здесь дельты крупной реки. Эта толща представлена в основном песчаниками (фиг. 2). С началом развития трансгрессии появляется толща переслаивания песчаных и глинистых отложений, причем вверх по разрезу соотношение их меняется в пользу глинистых (верхнекарахская свита и низы хивской свиты [24], датунская свита [7]). На этапе, когда береговая линия, а соответственно и дельта реки продвинулись достаточно далеко на север, поставка песчаного материала резко сократилась и накапливались в основном глинистые отложения, сменяющиеся вверх по разрезу флюидной песчано-глинистой пачкой и входящие в состав выделяемых разными авторами хивской, игатлинской, гепцайской и других свит [17, 24 и др.]. В отложениях, образовавшихся во время трансгрессии, залегает множество карбонатных конкреций, причем на разных уровнях количество их неодинаково. В.Т. Фролов, оценивая количественное распределение конкреций в разрезе, пришел к выводу, что максимальная конкреционность (и в частности сидеритонность) присуща верхнекарахской свите (см. фиг. 2), причем она не совпадает с максимальной угленосностью [24], которая характерна для нижележащей среднекарахской толщи. Такая картина не случайна: именно начавшаяся трансгрессия привела к активному взаимодействию морского бассейна с болотными ландшафтами, развитыми здесь весьма широко, что обусловило резкое усиление сидеритообразования. Таким образом, в Дагестане наблюдается картина, весьма схожая по условиям ее образования с той, которая происходила на Центральном Кавказе в начале позднего плинсбаха и в раннем тоаре. Причем в дагестанском разрезе скопления стяжений железистых минералов (анкерит, сидерит) залегают как в песчаных, так и в глинистых отложениях, что свидетельствует о постоянном поступлении с берега Fe и OB (в виде различных соединений). Вместе с тем активная гидродинамика и высокие темпы осадконакопления для этой толщи [5] несколько сдерживали процессы диагенетического формирования и перераспределения железистых карбонатов. В.Н. Холодов отмечал [26], что высокая гидродинамическая активность среды являлась неблагоприятным фактором для формирования конкреций.



Фиг. 2. Литологическая колонка тоар-байосских отложений Дагестана, их угле-носность и конкрециенность [24]

1 — песчаники; 2 — глинистые породы; 3 — пласты углей; Y — угленосность; K — общая конкрециенность; C — сидеритоносность; kr — карахская свита; hw — хивская свита

В дальнейшем, по мере продвижения берега моря и области дельтовой седиментации к северу, на большей части Восточного Кавказа (в пределах Дагестана) в гидродинамически гораздо более спокойных по сравнению с предыдущим периодом условиях и при значительно меньших скоростях накопления отложений началось образование глинистой толщи (самые верхи зоны *murchisonia* — низы зоны *conscava*). В своей нижней части глинистая толща также характеризуется достаточно высокой конкрециенностью. При этом палеогеографическая обстановка в то время была такова, что на отдельных участках, размер которых достигал нескольких километров (возможно, западины в рельефе, затишные участки, окруженные островами или отмелями), создавались особые условия для накопления приносимых ОВ и Fe, а главное, для успешного течения диагенетических преобразований. Здесь в осадках в максимальной степени реализовались процессы диагенетического сидеритообразования, в результате чего возникали крупные скопления сидеритовых стяжений и прослоев (см. таблицу, обр. 1, 7, 9). Количество сидеритовых прослоев местами достигает 20% и более от мощности соответствующих пачек. На территории Дагестана известно несколько таких рудных скоплений сидеритов. Мощности этих сидеритоносных толщ колеблются от нескольких десятков до первых сотен метров. Вопросы строения, минералогии и геохимии залежей сидеритов рассмотрены в ряде работ [23–25]; с учетом современных данных о палеогеографических и фациальных условиях накопления сидеритоносных отложений и о геохимии процесса сидеритообразования условия формирования сидеритовых залежей Восточного Кавказа детально обсуждены В.Н. Холодовым и З.Р. Кикнадзе [26].

После того как береговая линия продвинулась далеко на север, поступление реакционноспособных комплексов для сидеритообразования уменьшилось и конкрециенность отложений заметно упала.

Как отмечает В.Т. Фролов [24], в Северном Дагестане существуют интервалы сильного обогащения сидеритами глинисто-алевритовых отложений нижнего и среднего байоса, которые, видимо, также связаны с соответствующими трансгрессивными эпизодами.

Таким образом, видно, что довольно часто к отложениям, накопившимся во время трансгрессивных этапов развития водоема, бывают приурочены скопления сидеритовых стяжений. Появление их связано с поступлением в осадки необходимых реакционноспособных компонентов, обусловивших в дальнейшем интенсивное протекание диагенетических процессов. Причем скопления сидеритов тяготеют к отложениям периферийных частей бассейна.

В этой связи следует отметить следующее. Э. Хэллем и М. Бредшоу [31], рассматривая связь короткопериодных эвстатических колебаний уровня моря с образованием оолитовых железорудных горизонтов, пришли к выводу, что этот тип руд можно рассматривать как индикаторы регрессивных этапов развития бассейнов. В описанных нами случаях отложения трансгрессивных эпизодов обогащены сидеритовыми скоплениями, т.е. рудопроявления различных минеральных форм Fe оказываются приуроченными к отложениям, образовавшимся на различных стадиях регрессивно-трансгрессивных циклов. На Северном Кавказе наиболее ярким примером, иллюстрирующим эту тенденцию, служат ааленские отложения. Так, с регрессивным этапом, проявившимся в самом конце тоара — начале аалена, совпадает появление в районе Центрального Кавказа оолитовых железорудных горизонтов [1, 6, 22], а с трансгрессивным развитием водоема связано возникновение сидеритовых рудопроявлений Дагестана. Конечно, только при благоприятных седиментационных условиях формировались скопления железистых минералов, приближающихся к рудным концентрациям, как это было в аалене. С другими же регрессивными и трансгрессивными эпизодами в нижне- и среднеюрских отложениях Северного Кавказа связаны локальные проявления менее значительных концентраций Fe-минералов, иногда представляющих лишь минералогический интерес (фиг. 3), т.е. более или менее существенные скопления Fe-минералов возникали на соответствующих стратиграфических уровнях не повсеместно, а только в местах седиментационных ловушек, в благоприятных фациальных обстановках.

Как видим, в юрских отложениях Северного Кавказа трансгрессии оказывали существенное влияние на геохимию железа. Но, как уже отмечалось, с теми же этапами развития трансгрессий связан широко распространенный процесс образования толщ, обогащенных ОВ. В рассмотренных нами отложениях содержания остаточного $С_{org}$ сравнительно невелики, но изначально его количество в верхнем слое осадков было значительно, в дальнейшем же в результате постседиментационных процессов (особенно диагенетических) оно резко уменьшилось. Поскольку трансгрессии проходили как бы две стадии (затопление прибрежной суши, оставленной в результате предшествующей регрессии и освоение новых территорий), можно ожидать, что вынос и накопление ОВ в морском водоеме на разных этапах трансгрессии характеризовались некоторыми особыми чертами. Однако реконструировать, оценить первоначальное состояние ОВ в осадках трудно, так как интенсивные диагенетические процессы в юрских отложениях Северного Кавказа привели к существенной переработке компонентов осадков, в том числе и ОВ. До некоторой степени оценить возможные вариации в характере ОВ помогают данные по геохимии ОВ некоторых разновозрастных с рассмотренными нами отложений из других регионов, в которых диагенетические процессы не проявили себя столь активно. Несмотря на различия в фациальных условиях их образования, такое сравнение представляется вполне корректным, поскольку нас прежде всего интересуют не сами по себе количественные или качественные параметры ОВ, а динамика их изменения в процессе наступления моря на сушу.

Так, в раннеюрское время в Западной Европе в условиях эпиконтинентального моря на фоне развивавшейся трансгрессии накапливались осадки, обогащенные

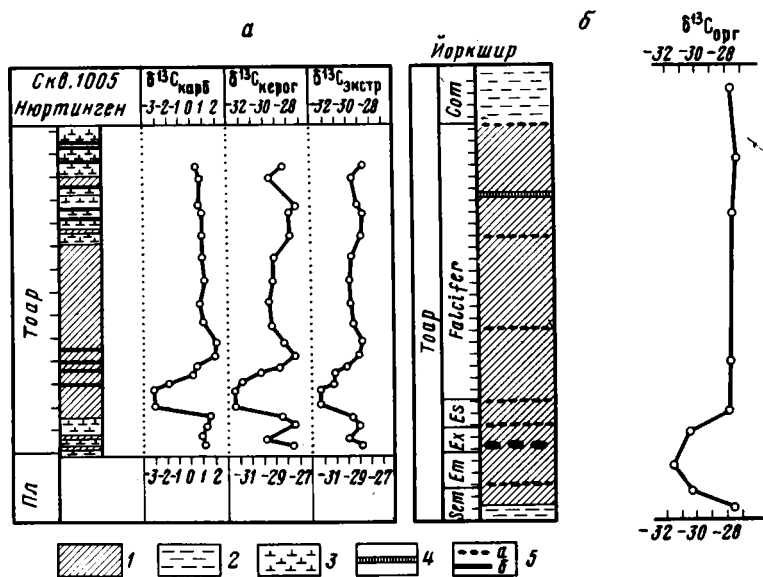
Фиг. 3. Кривая эвстатических колебаний ранне- и среднеюрского водоема Большого Кавказа [4] и распределение в толще J_1 – 2 сидеритоносных отложений и горизонтов с железистыми оолитами

I – V – горизонты с Fe-оолитами: I – вериотская свита (Западный Кавказ): а – в основании свиты, б – внутри свиты, в – известняки с оолитами в кровле свиты; II – пласты с оолитами в нижнетоарских отложениях Дигоро-Осетинской СФЗ [9 и др.]; III – железорудные горизонты Центрального Кавказа [1, 6, 22]; IV – горизонты с Fe-оолитами на границе ааленских и байосских отложений [2, 10]; V – горизонт с Fe-оолитами в Ингушетии [8]; 1–3 – сидеритоносные отложения: в основании домерских (1) и тоарских (2) отложений Центрального и Западного Кавказа, 3 – ааленские отложения Дагестана



ОВ. Эти отложения известны под названиями Jet Rock (Йоркшир), посидониевые сланцы (Германия), картонные сланцы – schistes cartons (Франция). Мощность этих отложений невелика (первые десятки метров), но сходное до деталей строение их разрезов прослеживается на очень больших территориях. Нижнетоарские сланцы многократно изучались геологами [32 и др.]. Интересные геохимические данные, характеризующие условия осадконакопления в раннетоарском водоеме, приводятся в работе Кюсперта [14]. Он показал, что для битуминозных сланцев из нижних горизонтов толщи, местами содержащих гагатовые включения, характерна геохимическая аномалия, выражающаяся в изменении величины $\delta^{13}C$ в сторону его уменьшения по сравнению с соответствующими величинами для остальной части разреза: облегчение органического углерода наблюдается как в ОВ, так и в карбонатном материале (фиг. 4). Причем эта аномалия прослеживается повсеместно – в разрезах Йоркшира, Южной Франции, Германии [14]. На основании данных химического анализа и петрографического изучения пород В. Кюсперт пришел к выводу, что источником большей части органического материала были водные микроорганизмы. Однако при этом он отмечает, что по сравнению с современным планктоном тропических и умеренных морей ($\delta^{13}C$ близко к -20‰) органический углерод посидониевых глинистых сланцев (от -27 до -33‰) значительно облегчен и величины $\delta^{13}C$ близки к наземным растениям. Из ряда возможных причин параллельных вариаций $\delta^{13}C$ (органического вещества и карбонатного материала) В. Кюсперт как наиболее вероятную выделяет "эффект окружающей среды", связанный с растворенным неорганическим углеродом местной морской воды.

Нам представляется возможным связать возникновение этой углеродной аномалии с рассмотренным выше механизмом активного взаимодействия морского водоема с прибрежными ландшафтами во время регрессивно-трансгрессивного цикла развития бассейна. Возникновение на прибрежной равнине в результате отступления моря озерно-болотного ландшафта, а в береговой зоне – лагун и заливов приводило к накоплению здесь значительного количества ОВ, характеризовавшегося облегченным составом $\delta^{13}C$. Во время последующей трансгрессии, разрушавшей этот ландшафт, происходил вынос в морской водоем ОВ (в разных формах). Причем ОВ (и прежде всего растворенное) утилизировалось морскими организмами при формировании как мягких тканей, так и карбонатного раковин-



Фиг. 4. Изотопный состав углерода карбонатного и органического вещества в тоарских отложениях ФРГ (а) и Англии (б) [14]

1,2 – соответственно битуминозные и небитуминозные глинистые сланцы; 3 – серые мергели; 4 – сидеритовый прослой; 5 – известковые конкреции (а) и прослой (б). Пл – плинсбах; подзоны: Sem – Semicelatium, Em – Elegantulum, Ex – Exaratum, Es – Elegans, Com – Commune

ного скелета. Отсюда появление параллельной аномалии $\delta^{13}\text{C}$ как для ОВ, так и для карбонатного материала. Причем наиболее активно этот процесс должен был проходить именно на начальных этапах трансгрессии, когда море наступало на оставленную им ранее территорию, уничтожая прибрежный ландшафт. В дальнейшем трансгрессия, осваивая новые территории, также обуславливала поступление в водоем веществ, сносимых с берега, которые поддерживали достаточно высокую продуктивность моря в отношении ОВ. Однако количество углерода в приносимом с суши материале (и в частности, облегченного С) уменьшилось и соответственно исчезла ярко выраженная углеродная аномалия.

В связи с проблемой источника ОВ при формировании горизонтов с повышенным содержанием C_{org} отметим, что А.И. Конюхов, обсуждая вопрос о накоплениях ОВ в осадочных толщах Атлантического океана, высказывал также предположение о том, что в ряде случаев "черные" глины в океане возникали в результате перераспределения осадков материковых окраин атлантического типа в зрелый период их развития, т.е. на окраинах пенепленизированных кратонов. Причем процессу перераспределения способствовали крупные морские трансгрессии, обуславливая размыв прибрежно-морских и дельтовых отложений, содержащих значительные количества ОВ [13]. При сравнении разновозрастных тоарских отложений Северного Кавказа и Западной Европы видно, что в разных фациальных обстановках формировались глинистые толщи, различающиеся по ряду признаков – карбонатности, степени обогащенности ОВ, минеральному составу конкреций. Но при этом отмечаемые в обоих случаях изменения некоторых литолого-геохимических параметров снизу вверх по разрезу хорошо согласуются с общей направленностью развития бассейнов седиментации, которая проявилась в регрессивно-трансгрессивном цикле. Причем двухэтапный цикл развития (регрессия, во время которой происходило формирование соответствующего озерно-болотного ландшафта на прибрежной равнине, и затем трансгрессия, обуславливавшая активное взаимодействие этого ландшафта с наступающим морем), как нам представляется, наилучшим образом способствовал возникнове-

нию литологической и минералогической специфики накапливавшихся отложений.

Климатический фактор при этом несомненно играл весьма существенную роль, способствуя или препятствуя появлению на прибрежных равнинах ландшафтов с влаголюбивой растительностью. Температура и влажность были важными факторами, от которых зависел характер выветривания на водосборных площадях, а следовательно, и поставка в водоем минеральных веществ. Возможно, важное значение в образовании посидониевых и одновозрастных с ними сланцев имело то обстоятельство, что тоар был временем увеличения температурного режима (тоарский оптимум), тогда как плинсбахская и ааленская трансгрессии не привели к формированию отложений, существенно обогащенных ОВ.

Как видим, не все трансгрессии находят свое отчетливое литолого-геохимическое отражение в разрезах. Следует отметить, что вообще более или менее существенные железорудные скопления прямо или косвенно парагенетически связаны прежде всего с терригенными толщами, в то время как накопление ОВ в мезозое — кайнозое происходило вне зависимости от фоновых осадконакопления (было ли оно карбонатным или терригенным), т.е. процесс образования горизонтов, обогащенных ОВ, имел более универсальный характер.

Список литературы

1. Андронов С.М., Ильина Н.С. О юрских железорудных горизонтах Северного Кавказа // Сов. геология, 1941, № 3, С. 49–60.
2. Бровков Г.Н., Москаленко Т.А. Лептохлоритовый горизонт в отложениях средней юры Центрального Дагестана // Докл. АН СССР, 1961, Т. 136, № 1, С. 163–166.
3. Гаврилов Ю.О. О диагенетическом ритмообразовании // Литология и полез. ископаемые, 1979, № 4, С. 132–143.
4. Гаврилов Ю.О. Осадконакопление в ранне- и среднеюрском водоеме Большого Кавказа (в связи с трансгрессиями и регрессиями) // Литология и полез. ископаемые, 1989, № 2, С. 3–15.
5. Гаврилов Ю.О., Гушин А.И., Стафеев А.Н. Динамика накопления осадочных толщ в ранне- и среднеюрское время на Северном Кавказе (опыт реконструкции) // Литология и полез. ископаемые, 1989, № 5, С. 89–102.
6. Гаврилов Ю.О., Лубченко И.Ю. К геохимии ниже- и среднеюрских отложений Центрального Кавказа // Литология и полез. ископаемые, 1985, № 5, С. 89–110.
7. Гушин А.И. Закономерности геологического развития Северо-Восточного Кавказа в ранне- и среднеюрское время: Дис. . . канд. геол.-мин.наук, М.: МГУ, 1986, 16 с.
8. Даниленко Т.А. Шамозитовый горизонт верхнеюрских отложений перевала Герчеч // Тр. ГрозНИИ, Вып. 4, 1963, С. 49–50.
9. Казакова В.П. К стратиграфии ниже- и среднеюрских отложений бассейна р. Айгамугадон (Горная Осетия) // Изв. вузов. Геология и разведка, 1958, № 8, С. 60–65.
10. Казакова В.П. О характере залегания и возрасте пачки криноидных известняков и известняков с железистыми оолитами в бассейне р. Кубань (Северный Кавказ) // Вестн. МГУ, 1975, № 1, С. 34–40.
11. Казакова В.П. Тоарские хильдоцератиды (аммоноидеи) из джигнатской свиты междуречья Большой Зеленчук — Кубань (Северный Кавказ) // Бюл. МОИП, Отд. геол., 1987, Т. 62, Вып. 1, С. 86–102.
12. Ковалев В.А. Болотные минералого-геохимические системы, Минск: Наука и техника, 1985, 327 с.
13. Конюхов А.И. Органическое вещество в мезозойско-кайнозойской истории Атлантики // Органическое вещество современных и ископаемых осадков, М.: Наука, 1985, С. 85–96.
14. Кюсперт В. Изменения условий среды во время отложения нефтяных сланцев, определяемые по отношениям стабильных изотопов // Циклическая и событийная седиментация, М.: Мир, 1985, С. 436–454.
15. Панов Д.И. Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на раннеальпийском этапе развития // Геология Большого Кавказа, М.: Недра, 1976, С. 154–207.
16. Панов Д.И., Гушин А.И. Структурно-фашиальное районирование территории Большого Кавказа для ранней и средней юры и регионально-стратиграфическое расчленение ниже-среднеюрских отложений // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа, М.: Наука, 1987, С. 124–139.
17. Ростовцев Н.Н. Геология и полезные ископаемые Южного Дагестана, Ессентуки, 1940,

18. *Страхов Н.М.* Железородные фации и их аналоги в истории Земли (опыт историко-геологического анализа процесса осадкообразования). М.: Изд-во АН СССР, 1947. 268 с. (Тр.Ин-та геол.наук АН СССР. Вып. 73. Геол. сер. № 22).
19. *Страхов Н.М.* К вопросу об общей теории осадочного процесса//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1950. № 4. С. 103–146.
20. *Страхов Н.М.* Общая схема осадкообразования в современных морях и озерах малой минерализации // Образование осадков в современных водоемах. М.: Изд-во АН СССР, 1954. С. 275–287.
21. *Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Т. 2. 574 с.
22. *Тимофеева З.В.* Некоторые черты литологии и геохимии железистых пород и руд плато Бечасын (Северный Кавказ)// Литология и полез. ископаемые. 1966, № 1. С. 33–48.
23. *Тимофеева З.В.* Фациально-геохимические условия образования диагенетических сидеритовых руд (на примере верхнеалленских отложений Дагестана)// Литология и полез. ископаемые. 1963, № 1. С. 88–107.
24. *Фролов В.Т.* Опыт и методика комплексных стратиграфо-литологических и палеогеографических исследований. М.: Изд-во МГУ, 1965. 180 с.
25. *Халифа-заде Ч.М., Аббасова С.М.* Сидеритовые залежи Дагестана. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 135 с.
26. *Холодов В.Н., Кикнадзе З.Р.* Колчеданные месторождения Большого Кавказа. М.: Наука, 1989. 187 с.
27. *Чумаков И.С.* Плиоценовые и плейстоценовые отложения долины Нила в Нубии и Верхнем Египте. М.: Наука, 1967. 115 с.
28. *Ярошенко О.П.* Спорово-пыльцевые комплексы юрских и нижнемеловых отложений Северного Кавказа и их стратиграфическое значение. М.: Наука, 1965. 131 с.
29. *Boggs S., Jr., Livermore D.C., Setz M.G.* Humic macromolecules in natural waters // JMS – Rev. Macromol. Chem. Phys. 1985. C25(4). P. 599–657.
30. *Brockamp B.* Zur Entstehung Deutscher Eisenerzlagertstätten // Archiv Lagerstättenforschung. Berlin, 1942. H. 75. S. 7 – 86.
31. *Hallam A., Bradshaw M.I.* Bituminous shales and oolitic ironstones as indicators of transgressions and regressions // J. Geol. Sci. 1979. V. 136. Pt 2. P. 157–164.
32. *Jenkyns H.C.* The early toarcian (Jurassic) anoxic event: stratigraphic, sedimentary and geochemical evidence // Amer. J. Sci. 1988. V. 288. P. 101–151.

Геологический институт РАН,
Москва

Поступила в редакцию
12.II.1991

УДК 550.42/551.71 (470)

© 1992 г.

Сочава А.В., Коренчук Л.В., Пиррус Э.А., Фелицын С.Б.

ГЕОХИМИЯ ВЕРХНЕВЕНДСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ
РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

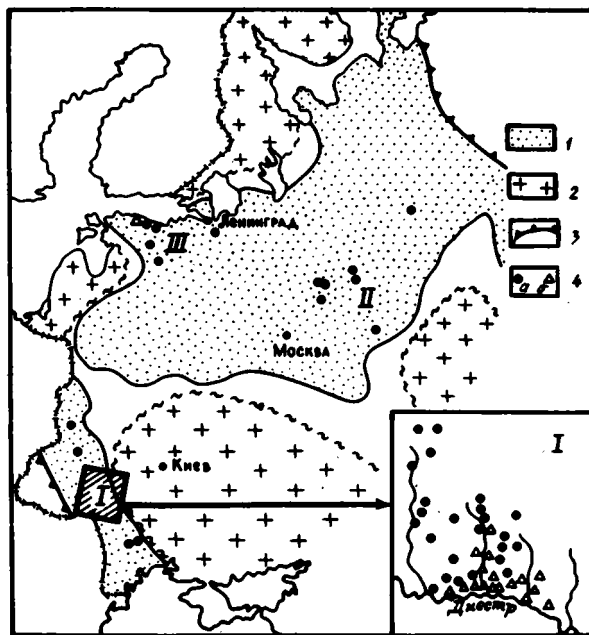
Проведена статистическая обработка геохимических данных 1055 силикатных анализов терригенных пород верхнего венда Приднестровья, центральной части Московской синеклизы и Прибалтики (кластерный анализ, оценка вариаций в разрезах петрохимических модулей и др.). В поздневендской истории региона выделены три этапа с различными режимами осадконакопления.

В последние годы отечественными геологами достигнут значительный прогресс в исследовании стратиграфии и палеонтологии терминальных отложений верхнего докембрия — вендской системы [2 и др.]. Интерес к вендскому периоду истории Земли определяется произошедшими на рубежах этого периода и его протяжении событиями, приведшими к кардинальным изменениям как тектонических режимов континентальных и океанических блоков земной коры, так и столь же значительным событиям в эволюции жизни. В связи с этим возникает потребность в детальном изучении вещественного состава вендских отложений и прежде всего в стратотипическом регионе данной системы — западной и центральной частях Русской платформы.

Изучение общих особенностей геохимии позднедокембрийских отложений Русской платформы проведено А.Б. Роновым и Г.А. Казаковым [7], установившими, что вендские отложения этого региона отличаются от подстилающих толщ верхнего рифея существенно более низкими содержаниями K_2O в средних составах аргиллитов, а также более высокими содержаниями Na_2O как в аргиллитах, так и песчаниках. Эти изменения составов терригенных пород авторы объясняют возрастанием скоростей поднятия областей размыва и погружения областей седиментации платформы в эпоху байкальского орогенеза. Вопросы геохимии венда отдельных регионов запада Русской платформы рассмотрены в работах Л.В. Коренчук [4], Э.А. Пирруса [6 и др.].

В настоящей статье, посвященной более детальному анализу состава верхневендских отложений платформы, использованы оригинальные геохимические данные авторов, включающие 1055 анализов валовых составов пород как верхневендских отложений, так и подстилающих и перекрывающих их толщ нижнего венда и нижнего кембрия. Указанный массив данных характеризует три региона (фиг. 1): Приднестровье, центральную часть Московской синеклизы и северо-запад платформы (Прибалтика).

В первом из исследованных регионов в поздневендскую эпоху осадконакопление проходило в расположенной вдоль края платформы Львовско-Кишиневской впадине, окаймленной с востока внутripлатформенной областью сноса Украинского щита, а с юго-запада — тектонически активной зоной байкалид Добруджи. Центральная часть Московской синеклизы значительно более, чем Приднестровье, удалена от окаймлявших платформу с северо-востока байкалид Тимана, поэтому в данном регионе можно ожидать большую степень участия внутрикратонных областей сноса в формировании терригенных пород. Наконец, третий регион — Прибалтика представлял собой внутреннюю окраину обширного бассейна осадко-



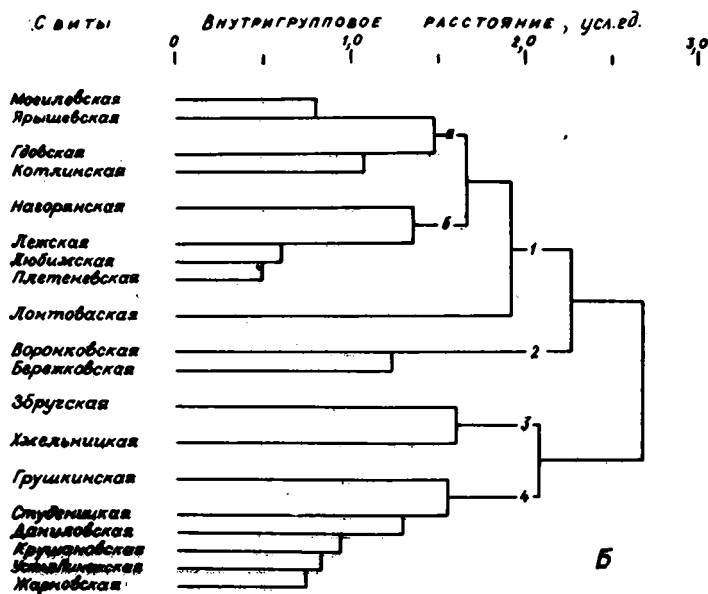
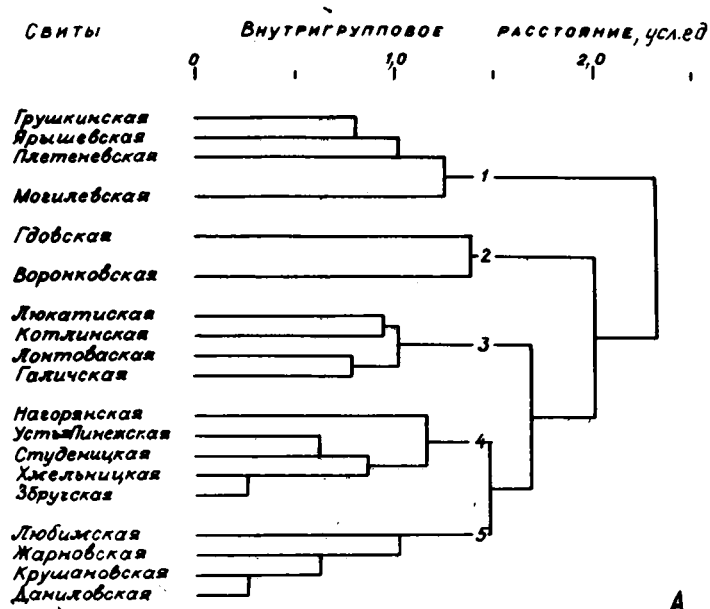
Фиг. 1. Расположение исследованных скважин и естественных обнажений
 1 - седиментационные бассейны позднего венда; 2 - внутрикратонные области сноса; 3 - границы платформы; 4 - пункты геохимического опробования (а - скважины, б - естественные обнажения). I - Львовско-Кишиневская впадина; II - центральная часть Московской синеклизы; III - Прибалтика

накопления, занимавшего территорию Московской синеклизы (см. фиг. 1). Для данного региона роль внутрикратонных областей сноса как источника терригенного материала, вероятно, была преобладающей.

Разрезы верхнего венда Русской платформы сложены преимущественно терригенными породами. При этом большинство выделяемых свит представлены переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов. Лишь в отдельных свитах из переслаивания исключен один из крайних членов этого ряда.

Сопоставление составов пород, слагающих свиты венда и нижнего кембрия исследованного региона, проведено с помощью кластерного анализа. В процедуре, использованной для решения этой задачи, мерой сходства служит обобщенное расстояние Махаланобиса. На кластерных дендрограммах (фиг. 2) выделены пять групп свит, для которых характерны относительно сходные составы аргиллитов, и четыре группы свит, имеющие сходный состав песчаных пород.

Первая группа дендрограммы составов аргиллитов (см. фиг. 2, А) включает грушkinsкую, моголевскую и ярышевскую свиты Приднестровья и плетневскую свиту центра Московской синеклизы, слагающие нижние части разрезов венда этих территорий. Аргиллиты этих свит отличаются относительно низкими содержаниями кремнезема и высокими — глинозема, железа и титана (табл. 1). Эти особенности химического состава аргиллитов указанных свит связаны, в частности, с повышенным содержанием каолинита и определяются участием в их формировании следующих трех источников глинистого материала: кор выветривания на кристаллическом фундаменте платформы; продуктов разрушения основных вулканитов нижнего венда, поступающих с территории Волыни, где в ранневендское время располагались очаги базальтоидного вулканизма и, наконец, пирокластического материала, приносимого на территорию Приднестровья в ярышевское время с юго-востока из внешних по отношению к платформе источников. Следует отметить, что в грушkinsкой и моголевской свитах присут-



Фиг. 2. Кластерные дендрограммы петрохимического сходства выборок составов аргиллитов (А) и песчаников (Б) отдельных свит вендской системы Русской платформы

ствуют глинистые породы, выделенные нами в особую группу железистых аргиллитов и не вошедшие в выборку при кластерном анализе. Эти породы и сопутствующие им в грушкинской свите основные туфы и туффиты также характеризуются высокими содержаниями титана (табл. 2). В бернашевских и бронницких слоях ярышевской свиты с горизонтами кислых туфов ассоциируют прослои бентонитовых глин с содержанием Al_2O_3 25–27%, а в зиньковских слоях той же свиты основные туфоалевролиты и песчаники содержат Al_2O_3 до 22% и TiO_2 до 2,5%.

Таблица 1

Средние составы пород венда и нижнего докембрия

Компоненты	Аргиллиты					Песчаники			
	1 (122)	2 (32)	3 (103)	4 (189)	5 (86)	1 (162)	2 (20)	3 (13)	4 (51)
SiO ₂	53,74	59,86	62,05	58,56	60,77	83,37	93,64	79,23	77,47
	4,54	6,89	4,92	3,34	2,98	7,41	5,50	5,84	6,60
TiO ₂	1,26	0,95	0,94	0,88	0,82	0,29	0,23	0,46	0,45
	0,43	0,31	0,13	0,20	0,18	0,23	0,23	0,16	0,18
Al ₂ O ₃	20,65	20,27	17,87	18,99	17,82	7,75	2,52	7,57	10,06
	2,56	4,05	2,50	1,68	1,18	4,03	2,62	3,73	3,48
Fe ₂ O ₃ + FeO	8,76	7,78	6,27	7,32	7,36	2,28	1,15	3,17	3,12
	2,54	4,19	1,91	1,80	1,91	1,74	1,85	1,25	1,60
MnO	0,07	0,05	0,04	0,09	0,07	0,04	0,02	0,10	0,08
	0,04	0,05	0,04	0,05	0,04	0,05	0,02	0,07	0,06
MgO	2,08	1,20	1,91	2,06	2,47	0,52	0,21	0,75	0,87
	0,47	0,85	0,60	0,50	0,61	0,53	0,35	0,52	0,60

CaO	$\frac{0,78}{0,52}$	$\frac{0,29}{0,22}$	$\frac{0,38}{0,39}$	$\frac{0,60}{0,35}$	$\frac{0,65}{0,33}$	$\frac{0,63}{0,72}$	$\frac{0,18}{0,23}$	$\frac{1,81}{0,96}$	$\frac{1,13}{1,05}$
Na ₂ O	$\frac{0,91}{0,46}$	$\frac{0,20}{0,21}$	$\frac{0,45}{0,49}$	$\frac{0,86}{0,51}$	$\frac{1,23}{0,39}$	$\frac{0,76}{0,71}$	$\frac{0,08}{0,20}$	$\frac{0,45}{0,47}$	$\frac{1,45}{0,65}$
K ₂ O	$\frac{4,20}{1,25}$	$\frac{3,06}{1,28}$	$\frac{4,56}{0,98}$	$\frac{3,96}{0,72}$	$\frac{3,52}{0,65}$	$\frac{2,35}{1,44}$	$\frac{0,66}{0,95}$	$\frac{2,29}{0,98}$	$\frac{2,41}{1,19}$
P ₄ O ₅	$\frac{0,10}{0,09}$	$\frac{0,06}{0,07}$	$\frac{0,08}{0,07}$	$\frac{0,10}{0,08}$	$\frac{0,12}{0,08}$	$\frac{0,06}{0,08}$	$\frac{0,08}{0,08}$	$\frac{0,22}{0,12}$	$\frac{0,07}{0,06}$
П.п.п.	$\frac{6,95}{2,14}$	$\frac{6,04}{2,01}$	$\frac{4,99}{1,54}$	$\frac{6,14}{1,44}$	$\frac{4,87}{1,14}$	$\frac{1,80}{1,33}$	$\frac{0,86}{1,48}$	$\frac{3,42}{1,06}$	$\frac{2,42}{1,08}$
Сумма	99,50	99,76	99,54	99,56	99,70	99,85	99,63	99,47	99,53

Примечание. В числителе приведено среднее арифметическое значение, в знаменателе – стандартное отклонение, в скобках – число проб, арабские цифры (1–5) – группы по данным кластерного анализа (см. фиг. 2).

Средние составы пород в свитах вендской системы и нижнего кембрия Русской платформы

Регион	Свита	Число проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ + FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма
Песчаники														
Приднестровье	Грушкинская	13	73,45	0,36	12,85	3,76	0,06	0,89	0,80	1,60	4,17	0,08	1,77	99,79
			8,70	0,23	3,99	2,48	0,07	0,69	0,60	0,95	0,98	0,06	1,32	
	Могилевская	42	81,39	0,20	8,92	1,99	0,03	0,50	0,72	1,21	3,00	0,07	1,80	99,83
			8,37	0,22	3,97	2,04	0,03	0,61	1,03	0,55	1,29	0,10	1,27	
	Ярышевская	14	80,45	0,23	8,82	2,75	0,05	0,59	0,80	1,27	2,56	0,04	2,28	99,84
			7,13	0,18	3,63	1,49	0,04	0,74	0,73	0,62	0,73	0,03	1,38	
	Нагорная	7	88,41	0,14	4,65	1,90	0,07	0,11	1,00	0,34	1,07	0,03	1,78	99,50
			2,91	0,11	0,94	0,70	0,05	0,12	0,87	0,17	1,13	0,02	1,09	
	Даниловская	5	77,55	0,51	10,47	3,14	0,09	1,30	0,79	1,30	1,80	0,05	2,56	99,56
			5,52	0,16	2,68	1,21	0,01	0,56	0,43	0,39	0,42	0,03	0,50	
	Жарновская	6	77,43	0,49	10,05	2,73	0,08	0,77	1,57	1,81	1,96	0,04	2,86	99,79
			5,26	0,19	2,04	0,82	0,03	0,41	1,69	0,77	0,50	0,01	1,34	
	Крушановская	14	79,38	0,50	9,73	2,61	0,08	0,80	0,77	1,64	1,98	0,06	2,22	99,77
			4,68	0,13	2,29	0,88	0,04	0,50	0,61	0,40	0,22	0,02	0,79	
	Студеницкая	7	79,55	0,50	7,82	2,51	0,14	0,56	2,08	1,03	1,97	0,11	3,19	99,46
			6,02	0,15	3,22	1,39	0,05	0,36	1,54	0,97	0,58	0,13	0,99	
	Хмельницкая	5	78,89	0,57	7,73	3,20	0,12	0,56	1,64	0,42	2,06	0,28	3,70	99,17
			6,90	0,15	4,37	1,21	0,07	0,35	0,97	0,15	1,13	0,14	1,45	
	Збручская	4	79,39	0,45	7,98	2,27	0,14	0,37	2,04	0,67	2,39	0,20	3,66	99,56
			8,11	0,17	5,38	1,24	0,07	0,22	1,35	0,85	1,35	0,10	0,90	
	Бережковская	5	96,71	0,08	1,06	0,69	0,04	0,13	0,07	0,06	0,39	0,05	0,25	99,53
			0,60	0,02	0,58	0,12	0,02	0,17	0,03	0,03	0,10	0,07	0,05	

Центральная часть Мос- ковской синеклизы	Плетнев- ская	15	82,76	0,33	7,73	3,03	0,03	0,61	0,56	1,43	1,19	0,05	1,72	99,44	
			8,60	0,30	4,23	1,56	0,03	0,49	0,80	0,77	0,73	0,02	1,57		
	Усть-Пинеж- ская	2	78,69	0,50	8,96	4,87	0,02	1,52	0,40	1,53	0,82	0,12	2,34	99,37	
			7,19	0,04	3,42	0,86	0,01	1,66	0,13	0,49	0,74	0,09	1,22		
	Любимская	20	84,57	0,31	6,28	2,90	0,10	0,79	0,59	0,96	1,23	0,16	1,69	99,58	
			5,17	0,13	2,39	1,53	0,17	0,53	0,70	0,51	0,71	0,52	1,14		
	Лежская	9	83,26	0,39	6,87	2,85	0,05	0,88	0,60	0,53	1,86	0,03	2,15	99,47	
			5,20	0,13	2,44	1,73	0,06	0,45	0,51	0,45	0,63	0,01	1,10		
	Прибалти- ка	Гдовская	43	84,41	0,33	7,98	1,93	0,11	0,37	0,54	0,05	2,84	0,04	1,83	100,43
				7,21	0,19	4,74	2,06	0,13	0,39	0,46	0,14	1,74	0,03	1,57	
Котлинская		3	79,93	0,39	10,58	1,53	—	0,51	0,60	0,12	3,49	—	2,46	99,61	
			10,48	0,44	5,70	1,46		0,54	0,08	0,12	1,81		1,81		
Воронков- ская		15	92,61	0,27	3,01	1,30	0,01	0,24	0,22	0,08	0,75	0,09	1,07	99,65	
			6,04	0,24	2,87	2,12	0,01	0,39	0,25	0,23	1,08	0,10	1,67		
Лонтоваская		6	85,92	0,68	5,71	2,18	0,02	0,47	0,50	0,15	1,96	0,24	1,52	99,35	
			7,75	0,39	4,16	0,97	0,02	0,32	0,42	0,18	1,53	0,17	1,21		
Песчаники с карбонатным цементом															
Приднест- ровье		Нагорянская	6	62,24	0,30	7,43	2,51	0,66	0,65	11,82	0,82	2,02	0,14	11,34	99,93
	11,74			0,17	2,03	0,63	0,28	0,34	4,62	0,25	0,36	0,19	4,16		
	Хмельницкая	6	66,03	0,37	3,45	2,25	0,49	0,71	13,09	0,49	0,95	0,33	11,21	99,37	
			5,22	0,21	1,48	0,41	0,33	0,43	3,65	0,22	0,56	0,11	3,12		
Центр	Эбручская	4	64,09	0,42	6,40	2,36	0,34	0,98	11,22	0,89	1,78	0,24	10,96	99,68	
			21,95	0,18	0,89	0,91	0,24	0,94	10,30	0,43	0,16	0,07	8,22		
	Плетневская	3	76,69	0,13	5,95	2,24	0,21	0,46	5,23	1,33	0,93	0,03	5,31	98,51	
			0,21	0,06	1,70	0,63	0,16	0,15	0,61	0,96	0,66	0,02	0,82		
	Усть-Пинеж- ская	4	71,19	0,25	6,73	1,53	0,46	0,46	7,77	1,48	1,40	0,07	6,91	98,25	
			3,10	0,09	1,37	0,80	0,17	0,25	3,23	0,75	0,31	0,05	2,06		
Прибалти- ка	Лонтоваская	2	75,93	0,26	0,39	2,21	0,09	4,43	7,37	0,05	0,05	0,04	8,76	99,58	
			3,26	0,16	0,05	0,33	0,01	0,46	1,08	0,05	0,0	0,03	1,20		

Регион	Свита	Число проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ + FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма
Железистые песчаники														
Приднестровье	Грушкинская	4	61,09	0,80	14,53	9,44	0,07	2,36	1,07	2,00	4,71	0,09	3,08	99,24
			5,75	0,60	2,38	3,57	0,05	1,88	0,85	0,79	0,95	0,07	1,03	
	Нагорянская	3	72,22	0,55	11,65	7,77	0,07	0,75	0,52	0,75	2,35	0,07	2,89	99,59
			6,98	0,31	4,10	1,11	0,02	0,19	0,11	0,15	1,87	0,03	0,56	
Алевриты														
Приднестровье	Грушкинская	5	61,54	0,77	17,54	6,20	0,02	1,39	1,11	3,45	5,15	0,19	2,50	99,86
			2,34	0,09	1,53	1,80	0,0	0,20	0,90	3,39	0,40	0,07	1,32	
	Могилевская	4	62,26	0,65	16,41	5,20	0,04	2,36	0,93	2,20	4,35	0,05	5,41	99,86
			7,84	0,27	1,84	3,34	0,02	1,79	0,52	0,73	0,26	0,04	4,04	
	Ярышевская	12	63,66	0,78	17,04	4,85	0,05	1,64	0,71	1,41	4,48	0,09	4,80	99,51
			4,71	0,20	2,15	1,55	0,02	0,57	0,39	0,59	0,82	0,06	1,34	
	Нагорянская	4	61,10	1,18	18,22	7,64	0,05	0,90	0,26	0,75	3,86	0,08	5,46	99,50
			4,29	0,24	1,48	4,90	0,02	0,31	0,25	0,17	0,93	0,10	1,45	
	Даниловская	7	67,21	0,79	15,22	5,07	0,08	1,65	0,94	1,60	2,67	0,07	4,00	99,30
			2,78	0,10	1,05	1,90	0,02	0,55	1,24	0,27	0,92	0,07	0,74	
	Жарновская	4	65,11	0,85	15,47	5,87	0,08	2,32	0,75	1,42	3,12	0,35	4,10	99,44
			1,25	0,07	0,18	0,77	0,02	0,42	0,91	0,16	0,33	0,57	0,24	
	Крушановская	18	66,57	0,74	15,16	5,32	0,07	2,10	0,63	1,64	3,17	0,07	3,59	99,06
			3,00	0,16	1,14	1,36	0,01	0,52	0,39	0,56	0,52	0,03	0,94	
	Студеницкая	18	65,86	0,80	15,24	6,04	0,07	2,02	0,89	1,39	3,10	0,12	4,09	99,62
			3,84	0,16	1,08	1,72	0,01	0,46	0,72	0,61	0,56	0,09	0,67	
	Хмельницкая	6	65,20	0,81	15,27	6,17	0,13	1,82	0,86	0,71	3,83	0,16	4,63	99,59
			3,60	0,04	0,86	0,78	0,11	0,37	0,63	0,33	0,50	0,10	1,04	
	Збручская	2	64,54	0,84	16,07	6,10	0,05	2,02	0,39	0,52	4,82	0,15	3,57	99,07
			0,61	0,11	0,31	2,07	0,01	0,09	0,14	0,13	0,45	0,07	0,11	

Центральная часть Московской синеклизы	Усть-пинезская	19	67,88	0,67	13,63	6,26	0,11	1,73	0,69	1,57	2,74	0,07	4,14	99,49
			5,15	0,11	2,15	3,29	0,11	0,68	0,73	0,20	0,64	0,07	2,01	
	Любимская	38	71,63	0,69	13,15	4,83	0,05	1,50	0,35	1,37	2,80	0,06	3,08	99,51
			6,25	0,22	2,88	3,06	0,06	0,72	0,23	0,33	0,86	0,05	0,77	
	Лежская	12	71,76	0,79	12,38	5,11	0,03	1,66	0,37	0,91	3,10	0,08	3,32	99,51
			8,29	0,15	3,88	3,21	0,02	0,61	0,25	0,43	0,70	0,05	1,18	
	Галичская	8	66,54	0,82	14,19	5,83	0,05	2,10	0,67	1,04	4,09	0,17	4,01	99,51
			4,82	0,12	1,52	1,85	0,05	0,63	0,58	0,33	0,50	0,25	0,86	
Прибалтика	Гдовская	12	67,02	0,87	15,27	5,73	0,08	1,56	0,46	0,19	3,74	0,15	4,43	99,50
			7,01	0,15	3,73	1,99	0,13	0,58	0,37	0,04	0,82	0,15	1,37	
	Котлинская	5	71,42	0,81	13,32	4,97	0,03	1,24	0,19	0,95	3,39	0,06	3,11	99,49
			3,10	0,14	1,46	1,58	0,02	0,45	0,20	1,13	1,02	0,04	0,07	
	Воронковская	6	78,04	0,60	9,53	4,10	0,06	1,12	0,37	1,26	1,91	0,06	2,45	99,50
			10,47	0,19	4,59	2,18	0,04	0,76	0,43	0,98	1,25	0,04	0,73	
Железистые алевролиты														
Приднестровье	Нагорянская	2	60,79	0,89	16,89	10,38	0,08	1,05	0,43	0,80	3,91	0,06	4,52	99,80
			0,57	0,49	0,35	0,12	0,01	0,01	0,10	0,06	0,13	0,0	0,26	
Прибалтика	Котлинская	2	63,48	0,73	11,04	16,74	0,02	0,86	0,11	0,09	3,39	0,13	2,95	99,54
			4,01	0,25	4,12	9,98	0,0	0,05	0,13	0,0	0,66	0,04	0,71	
Аргиллиты														
Приднестровье	Грушкинская	8	51,90	0,92	21,98	8,38	0,05	2,67	0,73	1,14	4,07	0,10	7,82	99,76
			4,73	0,33	2,31	1,66	0,02	0,65	0,34	0,50	0,65	0,06	2,70	
	Могилевская	26	50,46	1,29	22,78	8,90	0,07	1,99	1,22	1,26	3,36	0,32	7,71	99,36
			5,50	0,55	1,73	3,09	0,03	0,46	1,52	0,62	1,15	0,93	1,91	
	Ярышевская	85	54,78	1,31	19,83	8,69	0,07	2,00	0,83	0,82	4,45	0,13	6,59	99,50
			3,89	0,42	2,37	2,54	0,04	0,45	0,61	0,44	1,25	0,18	2,01	

Регион	Свита	Число проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ + FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма
	Нагорная	58	57,22	1,00	20,05	7,69	0,07	1,78	0,71	0,51	3,65	0,16	6,70	99,54
			3,03	0,25	2,23	1,67	0,03	0,46	0,58	0,44	0,94	0,34	1,29	
	Даниловская	21	61,30	0,76	17,49	7,45	0,07	2,41	0,85	1,24	3,30	0,17	4,83	99,87
			3,08	0,14	0,99	2,12	0,02	0,55	0,31	0,33	0,88	0,10	0,85	
	Жарновская	17	59,78	0,88	18,12	7,11	0,09	2,73	0,93	1,30	3,51	0,20	4,98	99,63
			2,61	0,16	1,42	1,69	0,03	0,46	0,58	0,45	0,78	0,15	0,89	
	Крушановская	17	60,91	0,75	17,41	6,91	0,07	2,98	0,78	1,44	3,29	0,21	4,55	99,30
			2,30	0,26	0,82	1,09	0,02	0,50	0,61	0,31	0,36	0,46	1,28	
	Студеницкая	33	60,75	0,81	18,51	6,58	0,07	2,10	0,73	0,76	3,82	0,10	5,75	99,98
			3,01	0,20	1,49	1,06	0,04	0,43	0,51	0,39	0,57	0,05	1,00	
	Хмельницкая	19	59,65	0,76	18,01	6,95	0,09	2,13	0,67	0,75	4,20	0,14	6,11	99,46
			4,05	0,21	1,71	2,50	0,04	0,46	0,32	0,29	0,48	0,10	2,08	
	Збручская	23	59,06	0,80	18,59	6,58	0,11	2,09	0,72	0,81	4,83	0,14	5,76	99,49
			2,29	0,10	1,99	1,68	0,06	0,64	0,48	0,42	0,36	0,07	0,82	
Центральная часть Московской синеклизы	Плетневская	7	53,55	0,97	21,94	8,24	0,04	2,33	0,32	1,07	3,20	0,08	7,76	99,50
			4,06	0,14	2,06	2,50	0,01	0,31	0,07	0,26	0,82	0,03	2,43	
	Усть-пиневская	54	57,84	0,80	18,73	7,55	0,21	2,11	0,52	1,15	3,69	0,07	6,86	99,53
			3,56	0,12	1,52	2,59	0,38	0,35	0,29	0,20	0,34	0,10	1,58	
	Любимская	25	60,25	0,89	17,99	8,15	0,06	2,17	0,36	1,25	3,73	0,08	4,70	99,63
			3,69	0,09	1,28	3,84	0,04	0,58	0,24	0,20	0,31	0,14	1,16	
	Лежская	2	62,89	0,94	16,54	7,28	0,05	2,60	0,31	0,59	3,60	0,09	4,64	99,53
			3,42	0,12	0,57	3,82	0,03	0,79	0,11	0,33	0,09	0,05	0,03	
	Галичская	8	60,65	0,87	17,54	7,39	0,04	2,50	0,34	0,70	4,76	0,04	4,69	99,52
			2,66	0,14	1,10	1,44	0,03	0,21	0,22	0,09	0,21	0,02	0,42	

Прибалтика	Гдовская	24	59,96	0,88	19,94	8,06	0,05	1,34	0,32	0,21	3,23	0,07	5,77	99,83
			6,87	0,29	4,03	3,92	0,05	0,85	0,20	0,23	1,14	0,07	2,05	
	Котлинская	44	61,05	0,97	18,58	6,23	0,05	1,85	0,46	0,33	4,47	0,07	5,62	99,63
			4,90	0,12	2,64	1,98	0,06	0,61	0,54	0,43	0,79	0,06	1,62	
	Воронковская	8	59,57	1,17	21,26	6,94	0,04	0,83	0,21	0,14	2,56	0,06	6,84	99,62
			7,43	0,25	4,21	5,12	0,04	0,77	0,24	0,08	1,61	0,04	1,78	
	Лонтовская	46	63,09	0,91	17,30	6,24	0,04	1,88	0,30	0,54	4,69	0,09	4,38	99,46
			5,27	0,13	2,47	1,91	0,03	0,58	0,17	0,57	1,18	0,07	1,35	
	Люкатиская	5	63,56	0,96	17,42	5,22	0,04	1,70	0,54	0,28	3,87	0,15	5,59	99,33
			1,92	0,10	2,01	2,03	0,02	0,70	0,36	0,21	1,04	0,10	1,49	
Карбонатные аргиллиты														
Приднестровье	Ярошевская	3	44,89	1,27	15,00	4,67	0,54	1,83	12,96	1,24	2,94	0,36	13,76	99,46
			9,96	0,17	0,80	1,33	0,24	0,27	5,66	0,19	0,15	0,19	3,75	
	Котлинская	3	45,35	0,72	15,38	16,68	1,36	0,40	1,10	0,16	4,16	0,51	12,75	98,57
			13,38	0,23	3,80	8,02	1,20	0,26	1,47	0,01	0,65	0,63	4,99	
Железистые аргиллиты														
Приднестровье	Грушкинская	5	47,44	1,85	19,95	14,48	0,08	2,63	0,93	1,13	2,88	0,08	7,49	98,94
			4,51	0,86	1,57	4,12	0,03	0,71	0,14	0,70	1,62	0,04	2,11	
	Могилевская	8	43,92	1,89	22,76	14,80	0,09	2,49	1,08	1,29	2,55	0,26	8,40	99,53
			3,72	0,33	2,18	1,82	0,01	0,37	0,54	0,31	0,54	0,28	2,93	
Туфы и туффиты														
Приднестровье	Грушкинская	19	49,01	1,71	13,54	12,83	0,09	7,25	2,23	2,64	2,07	0,14	7,26	98,87
			4,55	0,47	1,89	1,18	0,14	2,68	1,10	1,17	0,90	0,03	1,28	
	Ярышевская	31	68,92	0,69	12,65	6,97	0,15	1,94	0,87	0,81	2,86	0,09	4,36	100,31
			9,13	0,36	4,62	1,51	0,41	0,88	0,74	0,34	1,29	0,07	1,48	
Центр	Усть-пиневская	5	62,45	0,40	10,08	2,24	1,08	1,42	8,97	1,11	2,03	0,06	9,93	99,77
			13,22	0,19	2,34	0,58	1,03	0,42	8,46	0,70	0,58	0,04	7,63	

Аргиллиты гдовской свиты, залегающей в основании вендского разреза Прибалтики, вместе с аргиллитами воронковской свиты входят во вторую кластерную группу, для которой также характерно повышенное содержание глинозема, но в отличие от первой группы весьма низкое содержание MgO , CaO и особенно Na_2O . В составе этих аргиллитов существенную роль (около 50%) играет каолинит, источником которого послужили коры выветривания на существенно гранитоидном кристаллическом фундаменте [5, 6].

По составам песчаных пород базальные свиты разрезов верхнего венда включены в группу 1 (см. фиг. 2, Б), в которую входят также ярышевская и нагорянская свиты Приднестровья, любимская и лежская свиты центра Московской синеклизы, котлинская и лонтоваская свиты Прибалтики. Песчаные породы этих свит имеют аркозовый или (чаще) олигомиктовый полевошпат-кварцевый состав. Базальные горизонты разрезов содержат гальки и валуны гранитоидных пород. В могилевской и пленетевской свитах широко распространены миколиты — породы, сложенные обломочными слюдами, главным образом биотитом. Все это свидетельствует о том, что источником материала при формировании песчаных пород этих свит служили внутрикратонные существенно гранитоидные области сноса. Песчаники характеризуются достаточно высокими содержаниями кремнезема. Подгруппа 1а выделяется среди исследованных ассоциаций песчаных пород повышенным содержанием K_2O (2,88%), а подгруппа 1б, напротив, низким (1,35%). Сходный генезис, минеральный и химический состав имеют песчаные породы хмельницкой и збручской свит Приднестровья (см. фиг. 2, Б, группу 3), обособление которых на дендрограмме определяется повышенным содержанием CaO , P_2O_5 и п.л.п., что связано с присутствием карбонатных цементов, а также конкреций фосфоритов, часто претерпевших механическое переотложение в виде гравийных зерен и галек. Песчаные породы хмельницкой свиты содержат также повышенные количества железа из-за наличия в них глауконита. Отметим, что обогащение пограничных отложений венда и кембрия аутигенными фосфатами и глауконитом характерно не только для Львовско-Кишиневской впадины, но и для центральной и западной частей Московской синеклизы.

В кровле вендских отложений Прибалтики и в кембрийских отложениях как Прибалтики, так и Приднестровья распространены также мономиктовые кварцевые песчаники с содержанием SiO_2 , существенно превышающим 90%, представленные в нашей выборке породами воронковской свиты и нижней части бережковской серии (см. фиг. 2, А, группу 2). Ассоциирующие с аркозовыми и полевошпат-кварцевыми песчаниками глинистые породы средней и верхней частей изученных разрезов венда и нижнего кембрия образуют на дендрограмме (см. фиг. 2, А) группы 3 и 4. Эти породы имеют преимущественно гидрослюдистый состав и образовались за счет продуктов выветривания пород кристаллического фундамента. Отличительная особенность составов этих пород — невысокие содержания глинозема и повышенные — K_2O . При этом свиты Прибалтики выделяются в особую группу 3, специфика которой — низкие содержания Na_2O и максимальные — K_2O . Отметим, что весьма низкие содержания Na_2O характерны также и для песчаных пород данного региона (см. табл. 2). Ассоциация терригенных пород верхнего венда Прибалтики в целом по сравнению с другими исследованными регионами отличается максимальной глубиной предсидиментационной переработки осадочного материала, что, вероятно, определялось относительно низкими скоростями поднятия прилегающих внутрикратонных областей сноса. Определенную роль в формировании этих высокозрелых ассоциаций могли играть также процессы многократного размыва и переотложения терригенного материала [5].

Свиты каниловской серии Приднестровья составляют основную часть группы 4 по составам песчаных пород и группы 5 по составам аргиллитов. В последнюю группу входит также любимская свита — стратиграфический аналог каниловской серии в центральной части Московской синеклизы [2]. Среди песчаноалевролитов

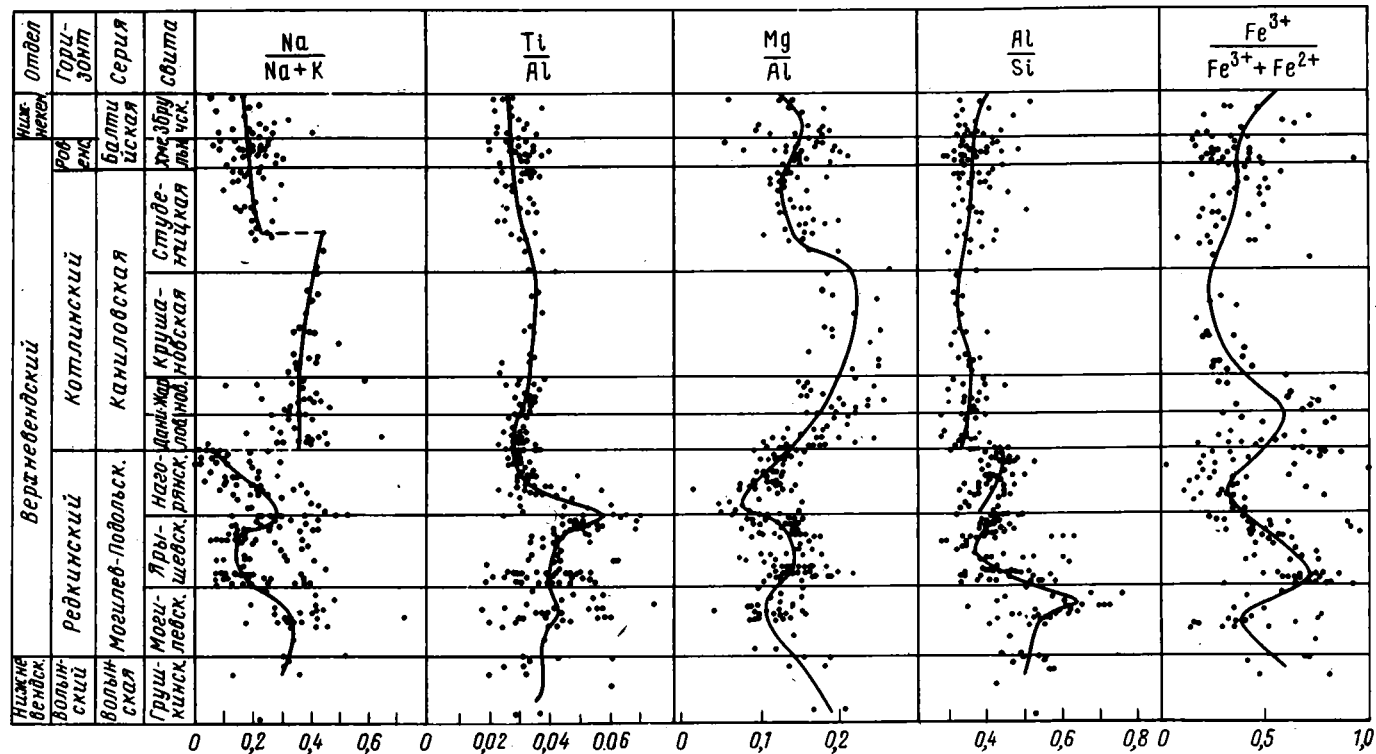
вых пород каниловской серии наряду с полевошпат-кварцевыми породами широко распространены полимиктовые разности, содержащие обломки эффузивных пород кислого и основного состава, метаморфических сланцев, кремнистых пород, что отличает эти комплексы от аркозовых ассоциаций, характерных для могилев-подольской серии. Эти данные позволили А.В. Копелиовичу [3] сделать вывод о появлении в каниловское время новых источников сноса, сложенных эффузивными и метаморфическими породами, располагавшихся, вероятно, южнее и юго-западнее Приднестровья. Верхневендские отложения Львовско-Кишиневской впадины Ю.Р. Беккер [1] трактует как молассоидные образования, представляющие собой продолжение на территорию платформы вендской молассы Придобруджского прогиба. Судя по геохимическим и петрографическим данным, подобный генезис имеет не весь разрез верхнего венда данного региона, а лишь три нижние свиты каниловской серии. Терригенные отложения этих свит отличаются наименьшей дифференциацией содержаний SiO_2 и Al_2O_3 в ряду песчаники — аргиллиты, а также максимальными среди исследованных толщ содержаниями MgO и Na_2O как в песчаниках, так и в аргиллитах (см. табл. 2). В минеральном составе последних существенную роль играют хлорит и смешанослойные минералы в отличие от преимущественно гидрослюдистых или каолинит-гидрослюдистых аргиллитов в подстилающих и перекрывающих свитах [6]. Эти особенности состава терригенных отложений определяются, с одной стороны, относительно низкой степенью выветривания пород областей сноса, испытавших в каниловское время интенсивные орогенные процессы, а с другой — распространением среди этих пород средних и основных вулканитов. Сходство составов аргиллитов каниловской серии Приднестровья и любимской свиты центра Московской синеклизы позволяет предположить, что последние также имеют специфический по составу внеплатформенный источник глинистого материала, в качестве которого для данного региона могли служить орогенные области сноса Тимана. При этом песчаные породы любимской свиты в отличие от каниловской серии относятся к олигомиктовой полевошпат-кварцевой группе (см. фиг. 2, Б), что можно объяснить более значительной удаленностью центра Московской синеклизы от орогенного обрамления платформы, по сравнению с Львовско-Кишиневской впадиной.

В группу 4 (см. фиг. 2, Б) помимо свит каниловской серии включены грушkinsкая и усть-пинежская свиты, в которых в формировании состава песчаных пород заметную роль играл основной пирокластический материал.

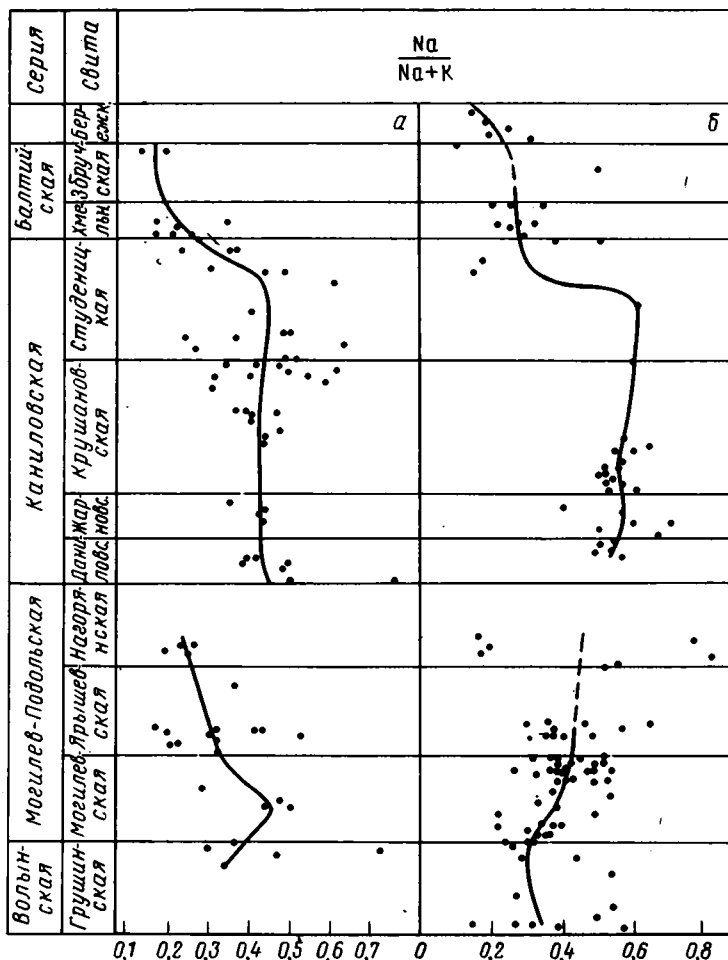
Результаты кластерного анализа позволяют получить обобщенное представление об изменениях состава вендских отложений на площади исследованной территории и в вертикальной стратиграфической последовательности. Более детальную картину этих изменений дают сопоставление средних составов пород отдельных свит (см. табл. 2) и в особенности данные об изменениях петрохимических модулей в разрезах.

В вертикальной стратиграфической последовательности разрезов венда изученных регионов могут быть намечены геохимические рубежи — стратиграфические уровни, на которых происходят существенные изменения составов пород, отражающие перестройки режимов терригенной седиментации. В разрезе венда Приднестровья нижний из подобных рубежей соответствует подошве верхнего венда. Могилевская свита, в составе которой существенную роль играют аркозовые песчаники, отличается от подстилающей грушkinsкой свиты нижнего венда, сложенной в значительной мере туфами, туфопесчаниками и вулканомиктовыми граувакками — продуктами щелочного базальтового вулканизма, значительно меньшим содержанием мафических элементов и натрия во всех типах терригенных пород и повышенным содержанием SiO_2 в песчаных породах (см. табл. 2).

От подошвы к кровле могилев-подольской серии в средних составах аргиллитов и песчаников возрастает содержание SiO_2 и падает — MgO и Na_2O (см. табл. 2). В пределах серии достаточно четко выявляется рубеж на границе ярышевской и



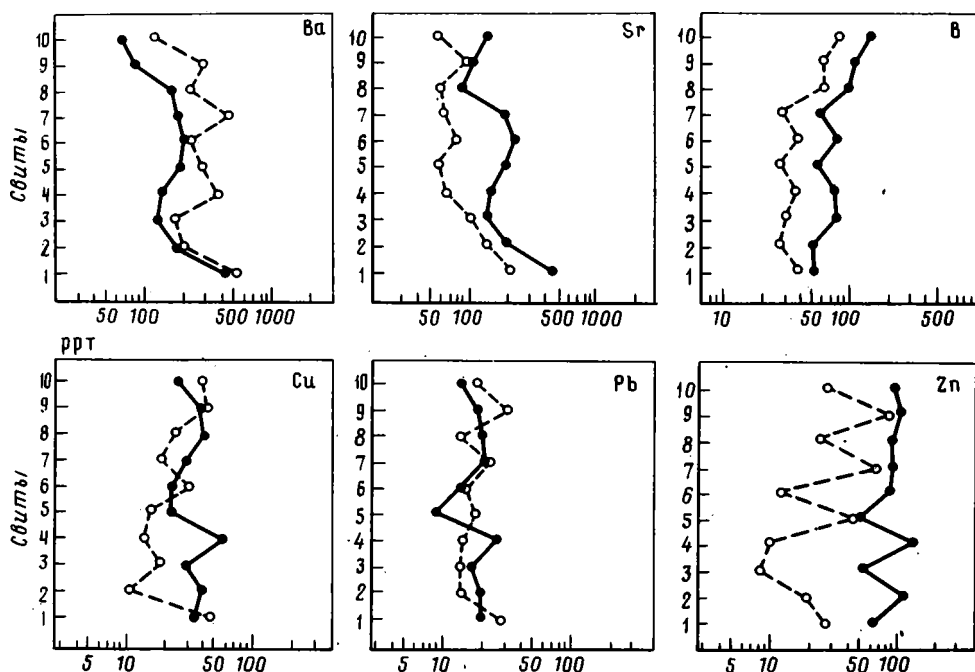
Фиг. 3. Вариации петрохимических модулей (ат. кол.) в аргиллитах разреза вендских отложений Приднестровья



Фиг. 4. Вариации модуля $Na/(Na + K)$ в алевролитах (а) и песчаниках (б) разреза вендских отложений Приднестровья

нагорянской свит. В верхней части ярышевской свиты — зиньковских слоях, представленных туфогенными алевролитами и мелкозернистыми песчаниками, в значительной мере сложенными обломками хлоритизированного вулканического стекла основного состава, достаточно резко возрастает значение модуля Ti/Al в составах аргиллитов, что связано с высоким содержанием в них титанистых минералов: титаномагнетита, лейкоксена, анатаза (фиг. 3). Падение содержания K_2O в аргиллитах зиньковских слоев по сравнению с подстилающими отложениями бронницких слоев, в которых существенную роль играют продукты кислого эксплозивного вулканизма, находит отражение в положительном пике кривой модуля $Na/(Na + K)$ на данном стратиграфическом уровне (фиг. 4).

В основании нагорянской свиты резко сокращается значение модулей Al/Si и Mg/Al в аргиллитах, что связано с очередным этапом преобладания среди осадков терригенного материала, приносимого с кратонных областей сноса во время отложения джуржевских слоев, сложенных в основном олигомиктовыми песчаниками. Вышележащие калюсские слои нагорянской свиты представлены темно-серыми углеродистыми аргиллитами с фосфоритовыми конкрециями. Для отложений этого стратиграфического уровня характерны низкие значения модуля $Fe^3/(Fe^3 + Fe^2)$ (см. фиг. 3) и повышенные содержания Cu , Pb , Zn

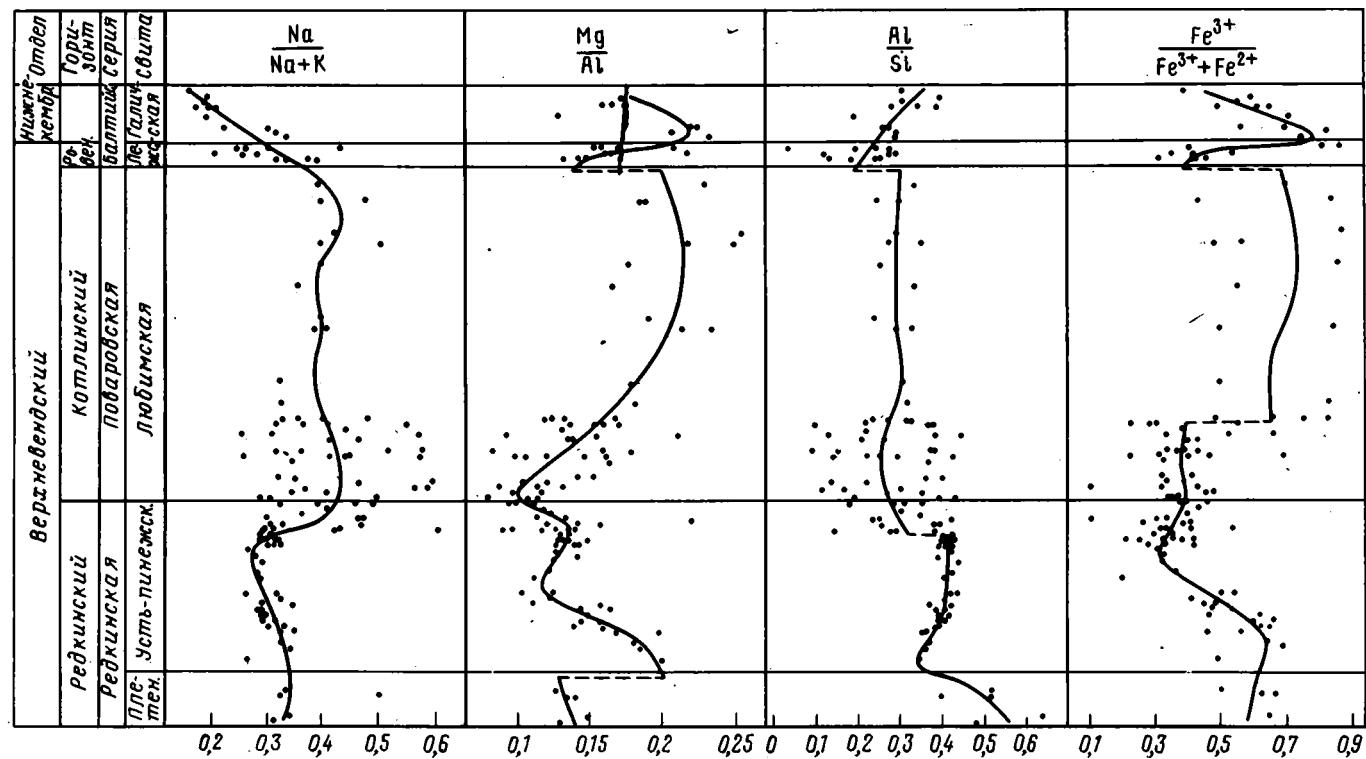


Фиг. 5. Среднее содержание малых элементов в свитах венда Приднестровья (313 анализов). Сплошная линия – аргиллиты, пунктирная – песчаники. Свиты (по вертикали): 1 – грушkinsкая, 2 – могилевская, 3 – ярышевская, 4 – нагорная, 5 – даниловская, 6 – жарновская, 7 – крушановская, 8 – студеницкая, 9 – хмельницкая, 10 – збручская

(фиг. 5), что является характерной чертой металлогенической специализации "черных сланцев". В джуржевских и нижней части калюсских слоев ранее была обнаружена "иридиевая аномалия" [8]. В толще отложения мощность около 20 м содержание иридия в аргиллитах и алевролитах превышает 5 ppb при максимуме 7 ppb, что соизмеримо с содержанием этого элемента в "иридиевых аномалиях" фанерозоя.

Три нижние свиты каниловской серии (даниловская, жарновская и крушановская) достаточно значимо отличаются от подстилающих и перекрывающих отложений повышенными значениями модулей $\text{Na}/(\text{Na} + \text{K})$ и Mg/Al во всех типах терригенных пород (см. фиг. 3, 4). Природа этого явления рассмотрена выше. Нижняя граница комплекса терригенных пород, обладающих указанной геохимической спецификой, совпадает с принятой стратиграфической границей – подошвой каниловской серии, в то время как верхняя граница проходит внутри студеницкой свиты, верхняя часть которой имеет геохимические особенности, свойственные вышележащей балтийской серии. Возрастание роли гранитоидных материнских пород в формировании комплекса терригенных отложений ровенского горизонта и нижнего кембрия по сравнению с подстилающими отложениями венда находит также отражение в падении на данном рубеже содержания в породах бария и стронция и возрастании содержания бора (см. фиг. 5).

Изменения петрохимических модулей в разрезе верхневендских отложений центральной части Московской синеклизы (фиг. 6) во многих отношениях сходно с соответствующими данными для Приднестровья (см. фиг. 3, 4). И в том и в другом регионах наблюдаются высокие значения модулей $\text{Na}/(\text{Na} + \text{K})$ и Mg/Al в породах колтинского горизонта по отношению к подстилающим и покрывающим отложениям. В подошве отложений, составляющих верхнюю четверть устьепинежской свиты, может быть намечен геохимический рубеж, заключающийся



Фиг. 6. Вариации петрохимических модулей в объединенной выборке аргиллитов и алевролитов разреза вендских отложений центральной части Московской синеклизы (скважины Гаврилов Ям)

в возрастании содержания Na_2O , падении MgO и Al_2O_3 и минимальных значениях модуля $\text{Fe}^3/(\text{Fe}^3 + \text{Fe}^2)$ в аргиллитах и алевролитах. На этом стратиграфическом уровне, который может быть сопоставлен в разрезе Приднестровья с подошвой нагорянской свиты, залегают аргиллиты, обогащенные органическим веществом и пиритом, характеризующиеся также повышенным содержанием иридия.

В кровле нижней четверти любимской свиты резко возрастают среднее значение и дифференциация величин модуля $\text{Fe}^3/(\text{Fe}^3 + \text{Fe}^2)$, что отражает появление и широкое распространение в разрезе горизонтов красноцветных алевролитов и аргиллитов (см. фиг. 6). Аналогично возрастание величины данного модуля в подошве каниловской серии Приднестровья коррелируется с существенной ролью красноцветных аргиллитов даниловской и жарновской свитах (см. фиг. 3).

* * *

В ы в о д ы. Статистический анализ геохимических данных позволил выделить в истории терригенного осадконакопления западной части Русской платформы три этапа хронологически близких (но не полностью совпадающих) с временем отложения редкинских, котлинских и ровенских горизонтов. Ассоциации терригенных пород, отложившихся на каждом из этих этапов, обладают определенной геохимической спецификой.

На первом этапе основными областями сноса, поставляющими терригенный материал в бассейны осадконакопления, в том числе и в бассейны, располагавшиеся в окраинных зонах платформы, служили внутрикратонные поднятия, сложенные преимущественно гранитоидными породами фундамента при определенной роли нижневендских основных вулканитов. Во второй половине этого этапа в бассейны осадконакопления в значительных количествах поступал пирокластический материал — продукт кислого и основного эксплозивного вулканизма тектонически активных зон обрамления платформы. Завершающая стадия первого этапа терригенной седиментации, проявившаяся, в частности, в накоплении осадков с повышенным содержанием иридия, хронологически близка важной биостратиграфической границе — времени вымирания венд-эдиакарской фауны бесскелетных многоклеточных животных и началу бурного расцвета флоры вендотенид.

На втором этапе в результате горообразовательных процессов в окаймляющих платформу байкалидах в окраинные и в меньшей степени внутренние бассейны платформы поступает терригенный материал из внешних областей сноса. Комплекс терригенных пород, отложившихся на этом этапе можно рассматривать как молассоидную формацию. В изученных трех регионах Русской платформы участие указанных внешних источников в формировании терригенных толщ наиболее проявилось в Львовско-Кишиневской впадине, наименее — в центральной части Московской синеклизы и практически отсутствует в ее западной части — Прибалтике.

Третий этап характеризуется затуханием тектонической активности как внешних, так и платформенных областей сноса, новой стадией преобладания внутрикратонных источников терригенного материала и достаточно глубоким его преобразованием в процессах выветривания, транспортировки и переотложения. Начало этого этапа несколько опережает следующий важный рубеж эволюции — появление древнейших скелетных организмов ровенского времени.

Список литературы

1. Беккер Ю.Р. Молассы докембрия. Л.: Недра, 1988. 288 с.
2. Вендская система. Т. 1, 2. М.: Наука, 1985. 220 и 237 с.
3. Копелиович А.В. Эпигенез древних толщ юго-западной части Русской платформы. М.: Наука, 1965. 312 с.

4. *Коренчук Л.В.* Геохимическая характеристика терригенных отложений венда Подолии // Осадочные породы и руды. Киев: Наук. думка, 1984. С. 25–30.
5. *Пиррус Э.А.* Глинистые минералы в вендских и кембрийских породах и их значение для палеогеографии и стратиграфии // Палеогеография и литология венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1980. С. 97–106.
6. *Пиррус Э.А.* Литогенез венда и кембрия Северной Прибалтики: Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1989. 44 с.
7. *Ронов А.Б., Казаков Г.А.* Закономерности позднепротерозойской седиментации на Русской платформе // Литология и полез. ископаемые. 1983. № 6. С. 108–135.
8. *Фелицын С.Б., Сочава А.Ю., Ваганов П.А., Мейер В.А.* Иридиевая аномалия на рубеже вымирания эдиакарской фауны // Докл. АН СССР. 1989. Т. 308. № 5. С. 1200–1203.

Институт геологии и геохронологии
докембрия РАН,
Санкт-Петербург

Поступила в редакцию
18.IV.1990

УДК 549.08 : 551.73/78 (470.323)

© 1992 г. Кузнецов А.П.

**ТЕРРИГЕННАЯ МИНЕРАЛОГИЯ ПОРОД ФАНЕРОЗОЯ
БАССЕЙНА КУРСКОЙ МАГНИТНОЙ АНОМАЛИИ**

Установлено, что в условиях платформ в процессе вызревания обломочного материала в геологическом времени, при неоднократном его перемыве и переотложении, наблюдается закономерное увеличение терригенных минеральных видов от докембрия до плиоцена при одновременном уменьшении числа их ассоциаций. Показано, что величина индекса Хьюберта зависит только от генезиса отложений, его минимальное значение характерно для морских осадков, максимальное — для континентальных.

В результате многолетнего изучения геологии, минералогии и полезных ископаемых территории Курской магнитной аномалии (КМА) автором накоплен богатый фактический материал, который после специальной обработки позволил выявить определенные закономерности по распределению терригенных минералов в разрезе фанерозоя. С этой целью произведен необходимый комплекс исследований по методике, изложенной в фундаментальных работах [1–5, 9, 10, 14, 15, 20–22, 26–33]. Преобладающая часть минералогических анализов выполнена И.Д. Щелкуновой и З.М. Чернышовой, их математическая обработка произведена на ЭВМ по программам, составленным В.И. Черевковским.

Особенности распределения терригенных минералов, по Н.Г. Бергеру [2], определяются составом и пространственным размещением различных коренных пород источников сноса; составом продуктов и интенсивностью преципитационного и синседиментационного вулканизма, тектоническими, климатическими, фациально-динамическими условиями протекания осадочного процесса, определяющими особенности выделения на поверхность, высвобождения, переноса, осаджения, захоронения и последующего изменения минералов. Большое значение для познания и генетической интерпретации особенностей распределения терригенных и аутигенных тяжелых минералов в осадочных толщах имеет выявление статистических закономерностей корреляционных связей между минералами. Как указали А.Б. Вистемус [7] и А.А. Мигдисов [13], вопрос о связях между минералами или химическими элементами является одним из центральных вопросов геохимии и минералогии, решение которого составляет основу методов исследования парагенезисов.

Для установления "естественных" (статистических) ассоциаций терригенных и аутигенных минералов результаты минералогических анализов подвергнуты нами статистической обработке на ЭВМ. Ассоциации определялись методом корреляционных профилей, рекомендованным Б.И. Смирновым [25].

Фанерозойские отложения КМА залегают на супракрустальных образованиях докембрия и представлены девонской, каменноугольной, юрской, меловой, палеогеновой, неогеновой и четвертичной системами. Принято считать [8], что морские осадки кембрия, ордовика и силура в области Воронежского массива не отлагались; кроме того, здесь отсутствуют породы пермской и триасовой систем, широко развитые южнее, в пределах Днепровско-Донецкой впадины. Отложения каменноугольной системы при мощности, достигающей 300 м на изученной территории, почти нацело сложены известняками, доломитовыми извест-

няками с маломощными прослоями глин, каменного угля практически при полном отсутствии терригенных пород.

Кратко охарактеризуем состав акцессорных минералов материнских докембрийских образований. По данным, приведенным в работе [16], в докембрийских отложениях КМА, сложенных железисто-кремнисто-гнейсовой формацией архея и железисто-кремнисто-сланцевой формацией нижнего протерозоя и представленных пироксен-амфибол-биотитовыми, биотит-гранатовыми и биотитовыми гнейсами, мигматитами, углистыми, филлитовидными и слюдястыми сланцами, металевролитами и метапесчаниками, установлены акцессорные минералы: терригенные — циркон (до 6 кг/т), апатит (до 6,9 кг/т), монацит (ед. зерна), гранат (ед. зерна), ильменит (до 0,5 кг/т), лейкоксен (ед. зерна), рутил (до 0,1 кг/т), мартит, магнетит (до 114 кг/т), гематит (до 19 кг/т), криконит (до 0,1 кг/т), и аутигенные — турмалин (до 180 г/т), пирит (до 10 кг/т), дистен, сфен, силлиманит и анатаз.

Изучение геологических образований супракрустальных комплексов докембрия КМА по заключенным в них устойчивым акцессорным минералам позволило доказать не только первичную терригенно-осадочную природу [16], но и принадлежность железисто-кремнисто-гнейсовой и железисто-кремнисто-сланцевой формации к разновозрастным группам.

Девонская система. Отложения девона залегают на докембрийских образованиях, часто представленных корой выветривания. Кора выветривания по мигматитам в виде глинисто-дресвяного материала изучена нами и может быть охарактеризована по семи пробам. Она отличается довольно высоким содержанием тяжелой фракции, которое колеблется от 9,7 до 124,2 кг/т. В ней содержится, г/т: неизменные или слабо измененные выветриванием акцессорные минералы — рутил (11,7), циркон (23,2), дистен (4,2), ставролит (42,4), турмалин (83,8), гранат (3,5), апатит (573,5), магнетит (4,3), ильменит (195,2), слюды (24,4), бурый циркон (24,0), сфалерит (29,1), халькопирит (15,0), а также измененные при выветривании или вновь образованные — лейкоксен (25,6), лимонит (131,9), сидерит (39991,7), пирит (1448,6), амфибол (24,2), хлорит (1013,6); барит (345,5). То, что данная глинисто-дресвяная масса не подвергалась перемыву и переотложению, подтверждается низким (11,2) индексом Хьюберта [33].

Хорошая сохранность ряда акцессорных минералов при метаморфических процессах дает ценный материал для прослеживания дальнейшей истории их преобразований в фанерозое.

Отложения девонской системы приурочены к северной части территории КМА, южная граница их распространения проходит по линии Курск — Старый Оскол — Чернянка — Алексеевка [8]. Опробованию подвергнуты породы в зоне выклинивания с мощностью девона ≤ 30 м. Они полигенные, континентального (пестроцветы, галечники), морского (алевриты) и переходного озерно-латунного генезиса.

Девонские песчано-глинистые отложения охарактеризованы по 118 пробам. Содержание в них тяжелых минералов составляет в среднем 13,9 кг/т, из которых подавляющее количество (89,7%) представлено сидеритом (9,2 кг/т) и пиритом (3,2 кг/т). Кроме них в девонских отложениях стабильно встречаются (более чем в 50% проб) 23 минерала (табл. 1). Подсчитаны коэффициенты парной корреляции содержаний минералов, по которым установлена связь средней величины ($r \geq 0,50-0,75$): дистена с гранатом и силлиманитом; турмалина с магнетитом и лейкоксом; граната с силлиманитом, анатазом и ярозитом; силлиманита с анатазом; магнетита с ильменитом и оруденелым кварцем; ильменита с оруденелым кварцем.

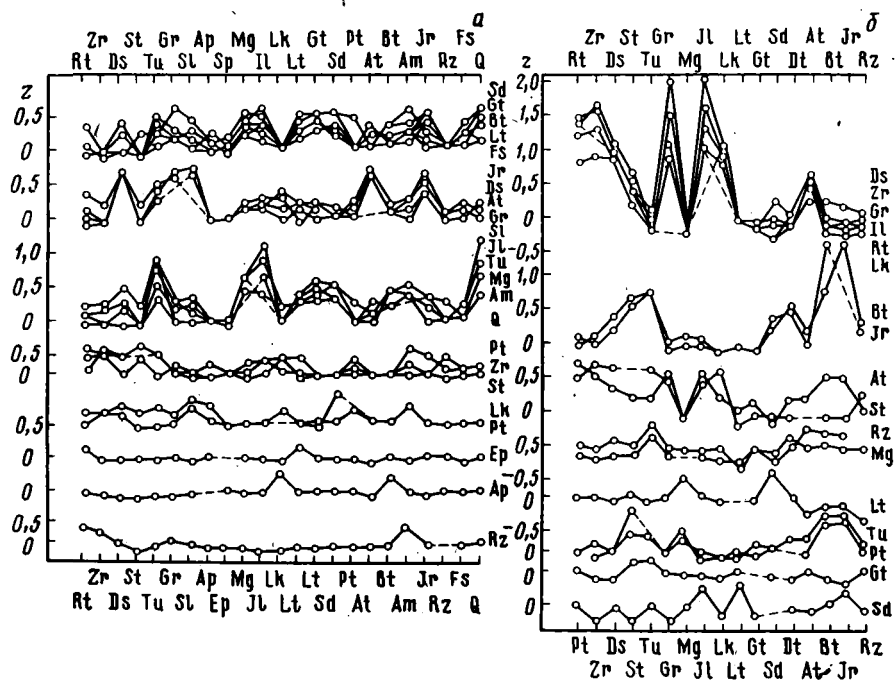
Учитывая значительную асимметрию распределения корреляционных коэффициентов, для построения корреляционных профилей минералов тяжелой фракции в терригенных отложениях использовали их трансформированные значения через

Содержание терригенных минералов в отложениях фанерозоя Курской магнитной аномалии

Возраст отложений	Содержание терригенных минералов (в числителе – граммы на тонну, в знаменателе – %)												
	рутил	циркон	дистен	ставро- лит	турма- лин	гранат	магнетит	ильме- нит	лейко- ксен	бурый циркон	лимонит	анатаз	биотит
Средний и верхний отделы девонской системы	19,3 2,1	47,7 5,1	35,4 3,8	89,3 9,0	171 18,7	24,1 2,6	47,8 5,1	171,7 18,4	13,7 1,5	27,9 3,0	– –	2,1 0,2	– –
Байосский и нижнебатский ярусы (юра)	52,9 3,7	94,9 6,6	42,8 2,9	127,1 8,8	74,8 5,2	440 30,6	87,8 6,1	465,5 32,4	24,4 1,7	21,5 1,5	– –	6,6 0,5	– –
Верхнебатский ярус (юра)	16,4 2,4	63,3 9,3	17,8 2,6	174,1 25,5	87,0 12,8	21,8 3,2	36,4 5,3	126,2 18,5	12,6 1,8	4,4 0,6	– –	2,6 0,4	– –
Келловейский ярус (юра)	65,0 3,7	229,0 13,3	12,9 0,7	30,9 1,8	25,9 1,5	39,3 2,3	235 13,8	821,5 47,8	87,7 5,0	12,4 0,7	– –	4,8 0,2	– –
Неокомский и аптский ярусы (мел)	53,9 6,3	117,5 13,7	26,4 3,1	30,7 3,6	25,1 2,9	49,5 6,8	67,2 7,8	257,3 30,5	24,3 2,8	13,3 1,5	– –	4,0 0,4	12,5 1,5
Альбский и сеноманский ярусы (мел)	117,8 11,2	86,9 17,8	50,1 4,8	83,3 7,9	31,5 3,0	95,8 9,1	38,2 3,5	370 35,3	38,0 3,6	10,4 1,0	2,7 0,3	4,4 0,4	3,5 0,3
Киевский ярус (эоцен)	141,1 11,5	57,5 4,7	64,2 5,2	117,6 9,6	25,4 2,1	127 10,4	88,3 7,2	467,9 38,2	17,1 1,4	2,6 0,2	48,0 3,9	3,2 0,3	– –
Полтавская серия (олигоцен – миоцен)	213,5 16,3	90,7 6,9	97,5 7,4	148,6 11,4	49,6 3,8	42,5 3,2	46,7 3,6	389,6 29,7	43,0 3,4	2,2 0,2	– –	5,2 0,4	– –
Плиоцен	149,3 15,5	68,5 7,1	63,3 6,6	133,2 13,8	42,3 4,4	22,6 2,3	11 1,1	310,7 32,3	19,5 2,0	2,7 0,3	– –	4,1 0,4	– –

Таблица 1 (окончание)

Возраст отложений	Содержание терригенных минералов (в числителе — граммы на тонну, в знаменателе — %)												
	амфибол	сили- манит	гематит	эпидот	шпинель	хромит	глауко- нит	андалу- зит	апатит	корунд	сфале- рит	орудене- лый кварц	всего
Средний и верхний отделы девонской системы	98,6 10,6	4,9 0,5	— —	6,1 0,7	— —	— —	— —	— —	19,0 1,6	— —	— —	159,4 17,1	934,0 100
Байосский и нижнебатский ярусы (юра)	— —	— —	— —	— —	— —	— —	— —	— —	— —	— —	— —	— —	1438,6 100
Верхнебатский ярус (юра)	40,2 5,9	13,5 2,0	— —	2,5 0,4	— —	— —	— —	— —	63,1 9,6	— —	— —	— —	681,9 100
Келловейский ярус (юра)	29,2 1,6	3,5 0,2	33,2 1,9	58,4 3,4	3,4 0,2	5,2 0,3	— —	— —	27,4 1,6	— —	— —	— —	1724,7 100
Неокомский и аптский ярусы (мел)	30,3 3,6	3,6 0,4	126,7 14,8	2,5 0,2	4,0 0,4	6,1 0,7	— —	— —	— —	— —	— —	— —	854,9 100
Альбский и сеноманский ярусы (мел)	4,4 0,4	3,8 0,3	— —	5,8 0,6	4,0 0,5	— —	— —	— —	— —	— —	— —	— —	1051,4 100
Киевский ярус (эоцен)	30,3 2,5	56 4,6	— —	18,5 1,5	3,9 0,3	2,4 0,2	— —	3,5 0,3	— —	— —	— —	— —	1285,3 100
Полтавская серия (олигоцен — миоцен)	6,3 0,5	123,4 9,2	30,8 2,4	3,4 0,3	6,1 0,5	3,3 0,3	— —	3,3 0,3	— —	2,1 0,2	— —	— —	1307,8 100
Плиоцен	1,1 0,1	107,2 11,2	— —	9,8 1,0	4,1 0,4	2,4 0,2	1,7 0,2	2,9 0,3	— —	8,0 0,8	— —	— —	964,4 100



Фиг. 1. Корреляционные профили по минералам тяжелой фракции терригенных отложений девона (а) и байос-батского нижнего ярусов юры (б)

Rt – рутил; Zr – циркон; Ds – дистен; St – ставролит; Tu – турмалин; Gr – гранат; Sl – силлиманит; Ap – апатит; Ep – эпидот; Mg – магнетит; Il – ильменит; Lk – лейкоксен; Lt – лимонит; Gt – гематит; Sd – сидерит; Pt – пирит; At – анатаз; Bt – биотит; Am – амфибол; Jr – ярозит; Rz – циркон бурый; Fs – фосфорит; Q – кварц оруденелый; Hr – хромит; Shp – шпинель; Gl – глаукоцит; Ad – андалузит; Ps – псиломелан; Sf – сфалерит; Kr – корунд; Ms – мусковит

величину $z = 0,5 \ln(1+r)/(1-r)$. По полученной матрице производилось построение и почленное сравнение корреляционных профилей. В результате их сравнения в отложениях девонской системы четко выделяются (фиг. 1, а) три ассоциации, представленные терригенными минералами: 1) рутил, циркон, ставролит; 2) турмалин, ильменит, магнетит, амфибол, оруденелый кварц; 3) дистен, силлиманит, анатаз, гранат. Кроме того, присутствует ассоциация, в которой сконцентрированы аутигенные минералы: лимонит, гематит, барит, фосфорит, ярозит, а также пять минералов, на входящих в ассоциации: бурый циркон, лейкоксен, апатит, эпидот, аутигенный пирит. В первую ассоциацию входят весьма устойчивые минералы, во вторую – среднеустойчивые, за исключением турмалина, в третью – устойчивые. Особенно тесными корреляционными связями между минералами отличаются вторая и третья ассоциации.

Каменноугольная система. Как уже отмечалось, каменноугольные отложения сложены известняками с прослойками глин, песчаниками (шлихметрическому опробованию не подвергались).

Юрская система. Юрской трансгрессии, начавшейся на территории КМА в середине догерра и достигшей апогея в келловее, предшествовало длительное господство континентальных условий. На поверхности домезозойских отложений [8] фиксируется система глубоких (от 30 до 90 м) речных долин, разделенных уплощенными водоразделами. Байосский ярус и нижебатский подъярус (нерасчлененные) сложены морскими отложениями мощностью до 70 м. Они залегают на размытой поверхности карбона, а в районе железорудных месторождений – на докембрии.

Байос-батские отложения сложены глинами и песками. Глины береговой зоны имеют более темную окраску, обусловленную наличием рассеянного углефицированного материала. Песчанистость их зависит от количества и величин илоедов, заполненных обычно тонкозернистым песком. Пески занимают подчиненное положение, встречаясь в виде линз различной мощности в разных частях разреза.

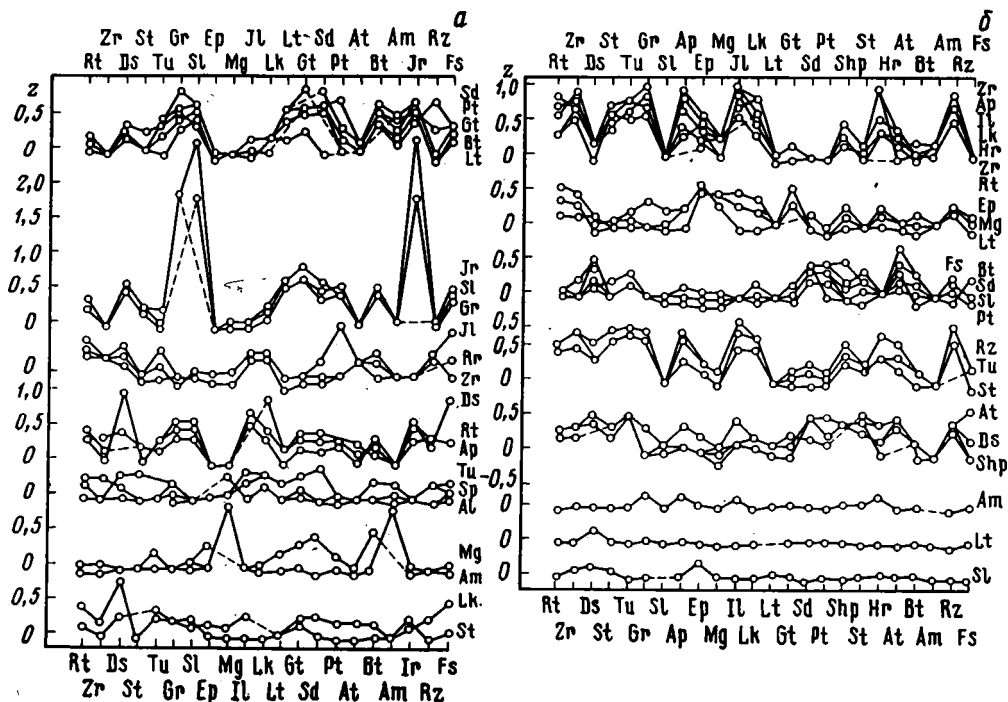
По сравнению с девонскими отложениями в тяжелой фракции байоса-бата присутствует на шесть минералов меньше, а содержание тяжелой фракции более чем вдвое ниже и составляет 8,9 кг/т. В ней преобладает пирит 77,7%, на втором месте ильменит (5,4%), далее гранат (5,1%) и сидерит (3,8%), на остальные минералы приходится 8%. По коэффициентам парной корреляции устанавливается функциональная ($r \geq 0,95-1,0$) связь граната с цирконом, сильная ($r \geq 0,75-0,95$) связь рутила с цирконом, гранатом, ильменитом, циркона с ильменитом, гранатом, дистена с гранатом и ильменитом, ильменита с лейкоксеном, слюды с ярозитом; средняя связь ($r \geq 0,50-0,75$) рутила с дистеном, лейкоксеном, гранатом, ставролита с турмалином, ильменитом, биотитом, турмалина с биотитом, ярозитом, лейкоксеном с анатазом. Матрицы коэффициентов парной корреляции и их трансформированных значений в данной работе не приведены.

Сравнением корреляционных профилей (см. фиг. 1, б) в отложениях установлено пять ассоциаций тяжелых минералов, из которых четыре первых представлены терригенными, а последняя пятая — аутигенными минералами. Отдельно от ассоциаций оказались аутигенные минералы (гематит, сидерит, лимонит). В первую (рутиловую) ассоциацию входят также циркон, дистен, ильменит, лейкоксен, гранат, во вторую (турмалиновую) — пирит, в третью — ставролит, анатаз, в четвертую (магнетитовую) — бурый циркон, в пятую (аутигенную) — биотит, ярозит. Индекс Хьюберта для этих отложений оценивается в 17 баллов. Он значительно ниже, чем для девона, так как данные отложения имеют морской, а не континентальный характер, при тенденции общего похолодания климата. Выделенные ассоциации отличаются высокими корреляционными связями.

Отложения верхнего бата на изученной территории распространены несколько шире байос-батских, залегают в северной части района на девоне и докембрии, а в южной и юго-западной частях — на байосе-бате. Они образуют каменскую свиту и подразделяются на морские и континентальные [8]. Опробованию подвергнуты преимущественно песчано-глинистые породы континентальной фации, мощность опробованной толщи не превышает 15 м.

Минералогическими анализами установлено присутствие 21 тяжелого минерала более чем в 50% проб. Среднее содержание тяжелой фракции составляет 10,0 кг/т, преобладают аутигенные: сидерит (53,0%) и пирит (37,1%), присутствуют ставролит (1,7%), ильменит (1,3%), ярозит (1,2%), лимонит (1,0%), турмалин (0,9%); на остальные минералы приходится 3,6%. Это свидетельствует о более высокой степени зрелости отложений. Индекс Хьюберта оценивается в 25,1 балла, что выше, чем для морского, нижнего байоса-бата. По величине коэффициента парной корреляции устанавливается функциональная связь граната с силлиманитом и ярозитом, силлиманита с ярозитом, а также средняя связь дистена с гранатом, силлиманитом, лейкоксеном, ярозитом, турмалина с гранатом, фосфоритом, граната с лимонитом, гематитом, сидеритом, силлиманита с гематитом; магнетита с амфиболом, ильменита с фосфоритом, лимонита с гематитом и сидеритом, гематита с сидеритом, мусковитом, ярозитом, сидерита с мусковитом, пирита с мусковитом и бурый цирконом.

В отложениях путем построения и сравнения корреляционных профилей четко определено наличие пяти ассоциаций (фиг. 2, а). В первую ассоциацию входят также дистен и апатит; во вторую — циркон, бурый циркон, ильменит; в третью — силлиманит, гранат и аутигенный ярозит; в четвертую — магнетит, амфибол; пятая ассоциация содержит лимонит, гематит, пирит, слюду, сидерит, является абсолютно преобладающей и содержит 91,8% тяжелой фракции. Пять минералов (турмалин, ставролит, анатаз, лейкоксен, эпидот) ни в одну из ассоциаций не вхо-



Фиг. 2 Корреляционные профили по минералам тяжелой фракции терригенных отложений верхнего батского подъяруса (а) и бат-келловейского ярусов (б). Индексацию см. на фиг. 1

дят. Наличие данных ассоциаций подтверждается тесными корреляционными связями между охарактеризованными выше минералами.

Отложения келловейского яруса юрской системы широко распространены на территории КМА. Они залегают на размытой поверхности бата в центре района, а также на девоне и докембрии — на периферии. Их опробованная мощность не превышает 30 м. Породы представлены глинистыми песками, песчаниками, песчаными глинами и известняками. Это преимущественно морские, прибрежно-морские отложения.

Статистической обработке подвергнуто 140 минералогических анализов данных отложений. Содержание тяжелых минералов в них составило в среднем 3,7 кг/т, что почти в 3 раза меньше, чем в батских отложениях. Постоянно присутствуют 24 минерала, из которых преобладают, %: аутигенные — сидерит (32,4), пирит (18,6), терригенные — ильменит (22,0); имеются в умеренном количестве, %: магнетит (6,3), циркон (6,1), лейкоксен (2,4), рутил (1,7), лимонит (1,6), эпидот (1,6), гранат (1,1); присутствуют, %: гематит (0,9), ставролит (0,8), амфибол (0,8), слюда (0,7), турмалин (0,8), фосфорит (0,5); на остальные восемь минералов приходится 1,7%. Осадки морские и индекс Хьюберта оцениваются в 19,2 балла.

По величине парной корреляции устанавливается сильная функциональная связь ильменита с цирконом, гранатом, апатитом, хромита с апатитом; средняя связь рутила с цирконом, гранатом, ильменитом, турмалином, циркона с турмалином, гранатом, апатитом, лейкоксеном, бурым цирконом, ставролита с турмалином, гранатом, лейкоксеном, турмалина с гранатом, апатитом, ильменитом, лейкоксеном, шпинелью, хромитом, анатазом, бурым цирконом, граната с апатитом, лейкоксеном, хромитом, бурым цирконом, апатита с бурым цирконом, эпидота с гематитом, ильменита с лейкоксеном, хромитом, бурым цирконом, хромита с бурым цирконом.

По построенным корреляционным профилям (см. фиг. 2, б) в отложениях

выделяется четыре ассоциации минералов: первая (рутиловая) включает в себя также циркон, хромит, ильменит, лейкоксен, гранат, апатит, во вторую входят бурый циркон, турмалин, дистен, ставролит, шпинель, анатаз; в третью — гематит, магнетит, эпидот; четвертая, преобладающая (52,2% тяжелой фракции), состоит из аутигенных минералов — слюды, пирита, фосфорита, сфалерита, сидерита; три минерала (силлиманит, амфибол, лимонит) в ассоциации не входят.

Отложения перечисленных оксфордского и кимериджского ярусов залегают с резким несогласием на келловейских. Снизу вверх они представлены глиной зеленовато-серой, голубовато-серой, пепельно-серой и серой часто с ракушняковым детритусом, алевритистой, иногда с обильной пиритизацией по растительным остаткам. Мощность отложений достигает 41 м. Минеральный состав тяжелой фракции песков и алевролитов изучен по ограниченному числу проб, и результаты его статистической обработки не приводятся.

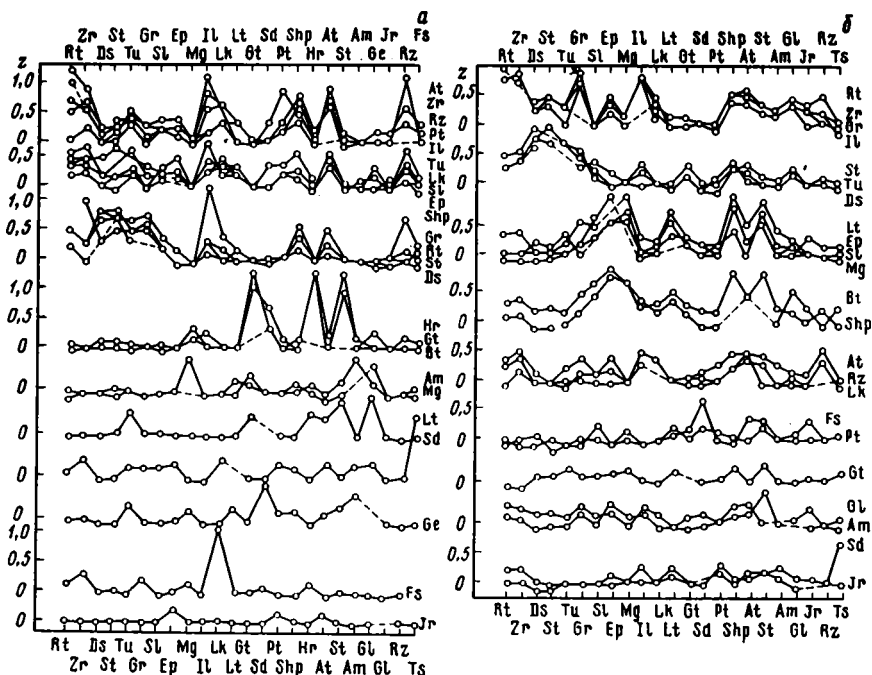
Меловая система. Отложения нижневолжского яруса на территории КМА [8] распространены в южной и юго-восточной частях, залегая на размытой поверхности более древних ярусов юры, а местами на девоне. Нижняя часть отложений представлена темно-серой, плотной, неяснополосчатой, аргиллитовой глиной. В средней части отложений яруса распространены серые глинистые известняки с прослойками песчанистых глин. Верхняя часть разреза сложена мелкозернистыми песками, иногда уплотненными до слабых песчаников. Мощность отложений достигает 39 м. Минеральный состав тяжелой фракции Нижней Волги изучен по ограниченному числу проб, и результаты его статистической обработки не приводятся.

Изучение минералов терригенных отложений юры и анализ статистических параметров свидетельствуют о том, что зрелость отложений зависит от их генезиса: индекс Хьюберта для морских осадков байоса равен 17, для прибрежно-морских осадков келловей — 19,2, а континентального (батского верхнего яруса) — 25,1 балла.

Между нижневолжскими и альб-сеноманскими песками на КМА распространены отложения неоккома—апта, которые (снизу вверх) представлены светло-серым песчаником, переходящим в пески и алевриты голубовато-зеленые, кварцевые, глинистые, мелкозернистые, неяснослоистые с плохо окатанными зернами кварца; выше залегают травяно-зеленые глины с прослойками коричнево-бурых и розовато-белых в различной степени песчаных, с линзами светлых песков. Завершается разрез толщей преимущественно кварцевых песков и алевритов светло-серых, слегка желтоватых, розоватых, сиреневых, разномзернистых, часто ожелезненных; в них нередко заключены маломощные линзы и прослои каолинизированных глин, обогащенных обуглившимися растительными остатками.

Опробованная мощность терригенных отложений колеблется от 8 до 31,3 м. По пробе 121 установлено постоянное присутствие 24 минералов. Среднее содержание тяжелой фракции составляет 3,4 кг/т, преобладают (%) сидерит (42,6) и пирит (31,2); в умеренных количествах (%) встречается ильменит (7,6), гематит (3,8), циркон (3,5), магнетит (2,0), рутил (1,6), гранат (1,5); в малых количествах — ставролит (0,9), амфибол (0,9), дистен (0,8), лейкоксен (0,7), турмалин (0,7); на остальные 11 минералов приходится 2,2% тяжелой фракции. Индекс Хьюберта оценивается в 24,4 балла, что на 5 баллов выше по сравнению с келловейскими морскими отложениями.

По величине парной корреляции устанавливается сильная связь рутила с цирконом и ильменитом, ильменита с ярозитом, лимонита с фосфоритом, гематита с биотитом, хромита с биотитом; средняя — рутила со шпинелью, бурым цирконом, циркона с ильменитом, лейкоксеном, шпинелью, анатазом, бурым цирконом, дистена со ставролитом, ставролита с турмалином, магнетита с амфиболом, ильменита со шпинелью, лейкоксена с анатазом, сидерита с биотитом и глауконитом, пирита с анатазом, шпинели с бурым цирконом, анатаза с бурым цирконом.



Фиг. 3. Корреляционные профили по минералам тяжелой фракции терригенных отложений неоком-аптского (а) и альб-сеноманского (б) ярусов. Индексацию см. на фиг. 1

По построенным корреляционным профилям (фиг. 3, а) в тяжелой фракции установлены четыре минеральные ассоциации: первая (рутиловая) включает в себя дистен, ставролит, гранат; вторая (наиболее объемная как по количеству минералов, так и по их содержанию) представлена турмалином, цирконом, бурым цирконом, шпинелью, анатазом, лейкоксеном, ильменитом, эпидотом, пиритом; третья — хромитом, гематитом, биотитом; четвертая (малочисленная) состоит из магнетита и амфибола. Аутигенная ассоциация в отложениях отсутствует.

В ассоциации не входят аутигенные минералы: фосфорит, сидерит, лимонит, глауконит. Необходимо иметь в виду, что к нижней части трансгрессивной мелководно-морской песчаной толщи аптского яруса приурочены промышленные титан-циркониевые россыпи [6], они окаймляют полукругом зону преобладающего развития дельтовых и озерно-лагунных песчано-глинистых отложений, синхронных им по стратиграфическому положению. А в песках с повышенным содержанием тяжелой фракции (по 29 пробам) содержание полезных минералов составило 20,1 кг/м³, в том числе ильменита 86,0%, циркона 13,1%, лейкоксена 9,2%.

Альб-сеноманские отложения представлены песками и на большей части территории КМА залегают на неоком-аптских, а южнее г. Старого Оскола — на юрских. Альбские отложения сходны по литологическому составу с сеноманскими, при практически полном отсутствии фаунистических остатков они опробованы и изучены совместно. Опробованная мощность альб-сеноманских песков составляет преимущественно 26,0–28,8 м. Статистической обработке подвергнуты результаты минералогических анализов 158 проб, характеризующих район в пределах Яковлевского, Гостищевского и Висловско-Игуменского железорудных месторождений. Данные по другим районам КМА не приводятся. Среднее содержание тяжелой фракции в отложениях составляет 1,5 кг/т; при этом постоянно более чем в 50% проб присутствует 23 минерала, из которых преобладает (%) аутигенный пирит (26,8); терригенные ильменит (23,9) и циркон (12,1); в умерен-

ном количестве (%) содержится рутил (7,6), гранат (6,2), ставролит (5,4), дистен (3,2), магнетит (2,5), лейкоксен (2,5), сидерит (2,1), турмалин (2,0), фосфорит (1,8), гематит (1,0); присутствует бурый циркон (0,7); на остальные девять минералов приходится 2,3% тяжелой фракции.

По величине коэффициента парной корреляции устанавливается сильная связь эпидота с магнетитом и шпинелью; средняя — рутила с цирконом, гранатом, ильменитом, циркона с ильменитом, дистена со ставролитом, турмалином, ставролита с турмалином, граната с ильменитом, силлиманита со шпинелью, эпидота с биотитом, шпинели с биотитом, биотита с бурыми цирконом. Статистический анализ и сравнение корреляционных профилей (см. фиг. 3, б) позволили выделить в отложениях три ассоциации минералов: первая (рутиловая) объединяет 53,3% тяжелой фракции и содержит также циркон, бурый циркон, анатаз, лейкоксен, ильменит, гранат; вторая — турмалин, дистен, ставролит; третья — силлиманит, шпинель, лимонит, магнетит, биотит, эпидот; вне ассоциаций присутствуют аутигенные минералы — гематит, пирит, фосфорит, глауконит, амфибол, ярозит, сидерит. На основании малого количества ассоциаций и индекса Хьюберта, равного 33,0 баллам, можно говорить о высокой степени зрелости данных отложений по сравнению с более древними, охарактеризованными ранее.

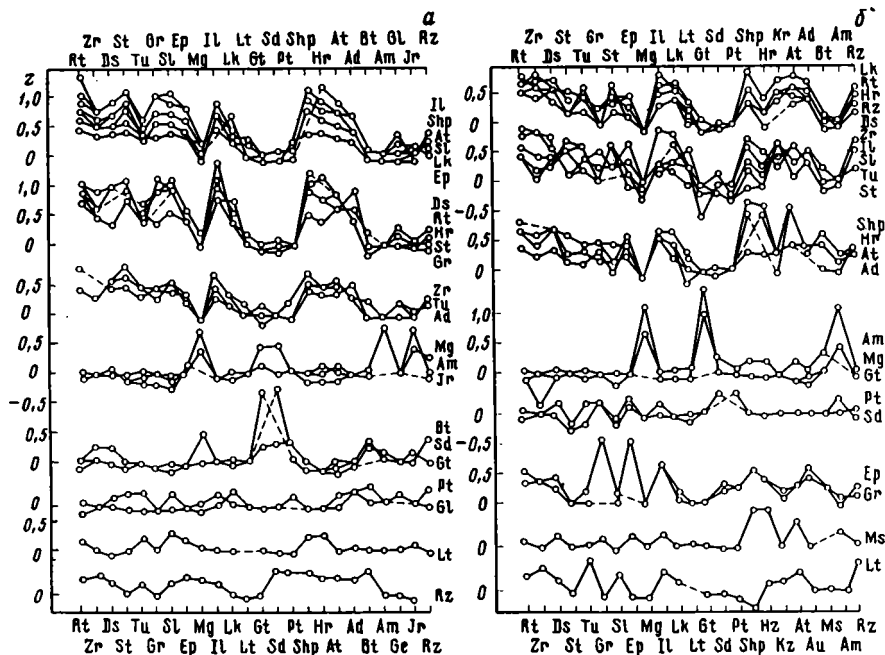
С сеноманскими песками связана промышленная титан-циркониевая золото-содержащая россыпь, в которой обнаружены кристаллы алмазов [6]. Россыпь слагает верхнюю часть разреза и представляет собой регрессивную серию мелко-водно-морских осадков. Рудные минералы в сумме составляют 2,5–3,5% и представлены ильменитом, рутилом и цирконом. Содержание золота в этих песках в среднем составляет 0,1 мг/т, в двух пробах оно достигает 0,5 г/т, а в одной даже 2,0 г/т. Золото тонкопластинчатое, монокристаллическое и комковидное, его пробы 780–890.

На песках сеноманского яруса залегают отложения туронского, коньякского, сантонского и маастрихтского ярусов, представленные мелом и мергелем. В датском веке на территории КМА существовали континентальные условия, в результате которых на меловых отложениях сформировалась толща мощностью, достигающей 3 м, сложенная листоватыми глинами и неравномерно ожелезненными опоками. Терригенные минералы в этих отложениях практически отсутствуют.

Палеогеновая система. Отложения палеогеновой системы распространены на всей территории КМА. Они слагают водораздельные пространства и верхние части склонов долин и балок, залегая трансгрессивно на различных ярусах верхнего мела. Отсутствие датских и полностью палеоценовых отложений указывает на длительный континентальный перерыв, предшествовавший проникновению палеогеновых морей в данный район [24]. В палеогеновых отложениях выделяются палеоцен-сумской, эоцен-каневский, бучакский, киевский, олигоцен-харьковской ярусы. Сумские, бучакские, каневские и харьковские отложения в районе распространены ограниченно, характеризуются небольшой мощностью и малым количеством минералогических анализов, недостаточных для надежной статистической обработки. Характеристика и минеральные ассоциации остальных отложений приведены ниже.

Киевские отложения наиболее широко распространены в районе и отсутствуют лишь на участках эрозионных четвертичных размывов. Они залегают трансгрессивно на более древних породах, перекрывая преимущественно верхнемеловые отложения. Мощность отложений колеблется от 10 до 30 м. Литологический состав пород, слагающих киевский ярус, довольно изменчив, хотя в большинстве случаев в нем четко выделяются три горизонта: нижний — песчаный, средний — горизонт переслаивания глин с песками, песчаниками, мергелями, верхний — глинистый.

Опробованию для минералогического изучения тяжелой фракции подвергались преимущественно алевритистые глины, песчаные опоки и пески основания толщи. Мощность опробованных терригенных пород колебалась от 6 до 15 м. Статистической обработке подвергнуто 69 анализов. Выход тяжелой фракции в среднем составляет 1,5 кг/т. Постоянно присутствуют в отложениях 24 минерала



Фиг. 4. Корреляционные профили по минералам тяжелой фракции терригенных отложений киевского яруса (а) и олигоцен-миоценовых отложений полтавской серии (б). Индексацию см. на фиг. 1

из которых преобладают (%) ильменит (29,6), в умеренных количествах (%) содержатся пирит (9,1), рутил (8,9), гранат (8,0), ставролит (7,4), магнетит (5,6), ярозит (5,5), дистен (4,1), циркон (3,6), силлиманит (3,6), лимонит (3,0), сидерит (2,1), амфибол (1,9), биотит (1,8), гематит (1,6), турмалин (1,6), эпидот (1,2), лейкоксен (1,1); на остальные шесть минералов приходится 3,0% тяжелой фракции.

По величине коэффициента парной корреляции устанавливается сильная связь рутила со ставролитом, силлиманитом, ильменитом, граната со шпинелью и хромитом, силлиманита со шпинелью, гематита с сидеритом, шпинели с хромитом; средняя — рутила с цирконом, дистеном, эпидотом, шпинелью, хромитом, анатазом, циркона со ставролитом, лейкоксеном, андалузитом, ставролита с турмалином, гранатом, силлиманитом, шпинелью, хромитом, анатазом, андалузитом, граната с силлиманитом, ильменитом, анатазом, силлиманита с ильменитом, хромитом, анатазом, эпидота со шпинелью, хромитом, магнетита с амфиболом, ильменита с лейкоксеном, шпинелью, хромитом, анатазом, шпинели с анатазом, андалузитом, хромита с анатазом, амфибола с ярозитом.

В киевских отложениях с помощью корреляционных профилей (фиг. 4, а) выделяются две терригенные ассоциации тяжелых минералов, одна аутигенная и четыре минерала, не входящие в ассоциации. Первая (рутиловая) ассоциация состоит на 69,9% из тяжелой фракции и включает в себя 14 минералов: рутил, циркон, турмалин, дистен, ставролит, силлиманит, анатаз, шпинель, хромит, ильменит, лейкоксен, андалузит, гранат, эпидот. В данных отложениях после девона первая ассоциация объединялась со второй — турмалиновой. Вторая ассоциация, магнетитовая, включает в себя традиционный амфибол и аутигенный ярозит; третья ассоциация представлена гематитом, мусковитом и сидеритом. Вне ассоциаций находятся: бурый циркон, лимонит, пирит, глауконит. Киевские осадки являются нормально-морскими и отличаются пониженным значением индекса Хьюберта, оцениваемым в 18,5 балла.

В основании киевских отложений в песках с гравийными зернами кварца, залегающих на кампанской и маастрихтском ярусах, в бассейне р. Оскол, в 18–24 км от пос. Волоконовка, обнаружено золото, содержание которого составляет 0,003–0,032 г/т [17].

Отложения харьковского яруса распространены в границах, несколько уступающих киевским. Они отсутствуют в центральной части Белгородской и на юге Курской областей, где в данном веке существовали континентальные условия и развивалась кора выветривания на киевских глинах и мергелях [11]. Отложения представлены кварцево-глауконитовыми песками тонко- и мелкозернистыми, иногда алевритами преимущественно зеленовато-серыми, глинистыми, слюдистыми, неравномерно ожелезненными, иногда неяснослоистыми. Мощность отложений достигает 10 м. В связи с небольшим количеством анализов тяжелой фракции статистическое выделение ассоциаций в отложениях не производилось.

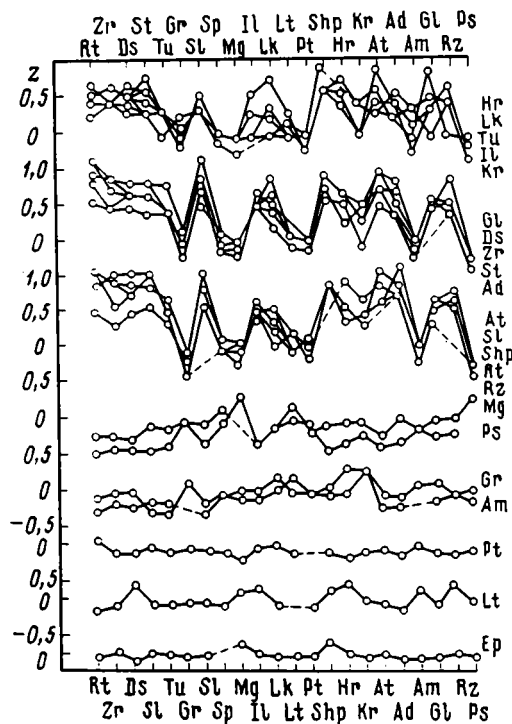
Отложения полтавской серии включают в себя толщу песков, относимых к олигоцену–миоцену и залегающих выше харьковского яруса. Приурочены к водоразделам и верхним частям склонов долин, балок, оврагов, где они сохранились от размывов. Мощность отложений непостоянна и колеблется от 3 до 40 м. Пески кварцевые в основании с небольшим количеством глауконита, пестроокрашенные. Они в генетическом отношении относятся к переходным прибрежно-морским осадкам [18], на что указывают наличие следов жизнедеятельности прибрежно-морских организмов и их гранулометрический состав.

Полтавские пески опробованы на всю мощность. Статистической обработке подвергнуто 80 проб, среднее содержание тяжелой фракции 1,4 кг/т. В отложениях постоянно присутствует 23 минерала, из которых преобладают (%) ильменит (28,1) и рутил (15,4); в уменьшенных количествах содержатся, %: ставролит (10,7), силлиманит (8,9), дистен (7,0), циркон (6,6), турмалин (3,6), магнетит (3,4), гранат (3,1), лейкоксен (3,1), лимонит (2,9), гематит (2,2), сидерит (1,6), в малом количестве – пирит (0,7), анатаз (0,5), амфибол (0,5), на остальные семь минералов приходится 2,6% тяжелой фракции.

По величине коэффициента парной корреляции устанавливается сильная связь рутила с дистеном, граната с эпидотом, магнетита с гематитом и амфиболом, шпинели с хромитом и анатазом, хромита с анатазом, гематита с амфиболом, средняя – рутила с цирконом, ильменитом, лейкоксом, шпинелью, корундом, анатазом, андалузитом, бурым цирконом, циркона с дистеном, ильменитом, лейкоксом, шпинелью, анатазом, бурым цирконом, дистена с ильменитом, лейкоксом, шпинелью, корундом, анатазом, андалузитом, ставролита с турмалином, силлиманитом, корундом, андалузитом, турмалина с силлиманитом, лимонитом, бурым цирконом, силлиманита с корундом, бурым цирконом, эпидота со шпинелью, ильменита с лейкоксом, шпинелью, анатазом, бурым цирконом, лейкоксена с анатазом, хромита с мусковитом, корунда с бурым цирконом. Отмечается отрицательная средней величины связь циркона с гематитом.

Статистическим анализом с построением корреляционных профилей в тяжелой фракции полтавских отложений выделяются четыре ассоциации терригенных минералов, в то время как аутигенные минералы (лимонит, мусковит, пирит, сидерит) в ассоциации не входят. Характерно закономерное увеличение содержания минералов в первой ассоциации до 93,3% против 69,9% в отложениях нижележащих киевских отложений. Первая ассоциация включает в себя высокоустойчивые эталонные и высокоустойчивые минералы: рутил, циркон, бурый циркон, турмалин, дистен, ставролит, силлиманит, корунд, ильменит, лейкоксен; вторая – высокоустойчивые: шпинель, хромит, анатаз, андалузит, третья – низко- и среднеустойчивые: гранат и эпидот; четвертая – магнетит, гематит, амфибол (см. фиг. 4, б). Индекс Хьюберта для них довольно высок – 27,2 балла.

Полтавские отложения в данном районе содержат титан-циркониевые россыпи [18, 19] с промышленным содержанием полезных минералов, составляющим



Фиг. 5. Корреляционные профили по минералам тяжелой фракции плиоценовых отложений. Индексацию см. на фиг. 1

2–56 кг/т. Вычисленные с помощью ЭВМ коэффициенты парной корреляции показывают, что содержание главных рудных минералов находится в прямой зависимости от содержания в песках фракции размером 0,1–0,08 мм.

Неогеновая система. Плиоценовые терригенные отложения в данном районе представлены аллювием шапкинской толщи, а также плиоценовых террас трех уровней [12]. Аллювий сложен глинистыми песками. Его мощность достигает 21 м.

Статистической обработкой минералогических анализов по выборке из 34 проб установлено постоянное присутствие в отложениях 22 минералов. Среднее содержание тяжелой фракции составляет 1,2 кг/т, в ней преобладают (%): ильменит (25,5) и лимонит (18,4); содержатся в умеренном количестве (%): рутил (12,3), ставролит (10,9), силлиманит (8,8), циркон (5,6), дистен (5,2), турмалин (3,5), гранат (1,9), лейкоксен (1,6), пирит (1,5), в небольшом количестве псиломелан (1,1), магнетит (0,9), эпидот (0,8), корунд (0,7); на остальные семь минералов приходится 1,4% тяжелой фракции. Данные отложения отличаются наличием аутигенного псиломелана. На основании вычисленных коэффициентов парной корреляции устанавливается сильная связь рутила с цирконом, дистеном, ставролитом, силлиманитом, анатазом, циркона с анатазом, ставролита с анатазом, силлиманита с андалузитом; средняя — рутила с глауконитом, бурым цирконом, циркона с дистеном, ставролитом, силлиманитом, лейкоксом, шпинелью, хромитом, дистена со ставролитом, силлиманитом, ильменитом, шпинелью, хромитом, анатазом, андалузитом, глауконитом, ставролита с турмалином, силлиманитом, шпинелью, андалузитом, бурым цирконом, турмалина с силлиманитом, шпинелью, силлиманита со шпинелью, глауконитом, бурым цирконом, ильменита со шпинелью, анатазом, бурым цирконом, лейкоксена со шпинелью, хромитом, глауконитом, шпинели с хромитом, корундом, анатазом, андалузитом, глауко-

нитом, бурым цирконом, хромита с анатазом, анатаза с андалузитом, бурым цирконом, андалузита с бурым цирконом.

С помощью корреляционных кривых (фиг. 5) в отложениях выделяется только одна рутиловая ассоциация, в которую входят рутил, бурый циркон, циркон, турмалин, дистен, ставролит, силлиманит, шпинель, корунд, анатаз, ильменит, лейкоксен, андалузит, терригенный глауконит. Вне ассоциаций находятся аутигенные минералы: лимонит, псиломелан, пирит и терригенные магнетит, эпидот, гранат, амфибол. Наличие одной ассоциации и высокий (27,3 балла) индекс Хьюберта показывают, что неогеновые отложения являются высокоструктурными породами, относясь к аллювиально-озерным образованиям внутриконтинентальной равнины.

Целью настоящей работы было выявление закономерностей распределения терригенных минералов в фанерозойских отложениях КМА. К настоящему времени Е.П. Батуриным [2], А.Г. Коссовской [10], Ф. Петтиджоном [15], А.Б. Роновым [20–22], Н.М. Страховым [26], В.Н. Холодовым [27–29] и др. [2–4, 30–32] выявлен ряд региональных и глобальных закономерностей, состоящих главным образом в определении факторов и условий, ведущих к повышению зрелости и снижению минералогического разнообразия, в упрощении состава терригенно-минералогических ассоциаций. Нами установлено несколько закономерностей как по содержанию тяжелых минералов (терригенных и аутигенных), так и по формированию ассоциаций.

Более древние отложения отличаются повышенным содержанием тяжелой фракции, преимущественно за счет аутигенных минералов, которое постепенно уменьшается вверх по разрезу, составляя для девона 13,9 кг/т, келловоя 3,3 и плиоцена 1,2 кг/т. Источником поступления терригенных минералов в осадочную толщу служила кора выветривания на докембрии, где содержание тяжелых минералов значительно и, по нашим данным, оценивается в 44,0 кг/т. Уменьшение количества тяжелой фракции по разрезу происходит в основном за счет аутигенных минералов с мизерным пополнением терригенными. Такими аутигенными минералами являются пирит и сидерит, они характеризуют, как правило, обстановку осадконакопления. Минимальное содержание пирита составляет 0,7–1,5% в полтавских и плиоценовых отложениях и колеблется от 18,6 до 37,1% в меловых юрских и девонских отложениях, достигая максимума (77,1%) в байосе–бате. Аналогична картина с присутствием сидерита, который исчезает в плиоцене. Он отличается минимальным (1,6–2,1%) содержанием в полтаве и альбе–сеномане, достигая 32,4–66,5% в неокоме–апте – девонских отложениях. Аутигенным минералом является фосфорит, присутствующий в небольших количествах (от 0,3 до 1,8%) в отложениях от келловоя до альба–сеномана, а также ярозит, содержание которого обычно незначительно и колеблется от 0,1 до 0,2%, достигая максимума в 5,5% в киевских отложениях. Характерным минералом для плиоцена является псиломелан, слагающий черные сажистые агрегаты. Лимонит, гематит, слюды, глауконит, сидерит, ожелезненный кварц присутствуют как в качестве аутигенных, так и терригенных минералов.

С целью выяснения закономерностей изменения содержания терригенных минералов в разрезе фанерозоя, а также для вычисления индекса Хьюберта (индекс zTR) было подсчитано содержание терригенных минералов в отложениях фанерозоя (см. табл. 1). Установлено [16], что количество терригенных минералов возрастает от более древних к поздним отложениям; так, в докембрии присутствует 10 минералов, в коре выветривания докембрия и байосе–бате – по 11 минералов, в юрских – 17–18, в плиоцен-полтавских – 19 минералов. В разрезе на общем фоне повышения количества минералов от древних к современным отложениям постепенно исчезают апатит, сфалерит, оруденелый кварц и одновременно появляются лимонит, биотит, гематит, шпинель, хромит, корунд, глауконит. При этом возрастает содержание рутила от 2,1% (девон) до 15,5–

Таблица 2

Ассоциации тяжелых минералов в терригенных отложениях КМА

Возраст отложений	Число проб	Содержание тяжелой фракции (в т.ч. терригенных минералов)	Фациальные типы терригенных отложений	Индекс Хьюбурта [13]	Ассоциации, выделенные статистическим методом [25], %					
					первая (рутиловая)	вторая (турмалиновая)	третья (силлиманитовая)	четвертая (магнетитовая)	пятая (аутигенная)	Минералы, не входящие в ассоциации
Средний и верхний отделы девонской системы	118	13908,8 (934,0)	Преобладают континентальные отложения в условиях жаркого влажного климата [8]	28,9	Рутил, циркон, ставролит (1,0)	Турмалин, ильменит, магнетит, амфибол, оруденелый кварц (4,5)	Силлиманит, дистен, анатаз, гранат (0,7)	—	<u>Лимонит, гематит, слюда, фосфорит, сидерит, ярозит</u> (70,4)	Бурый циркон (0,2); лейкоксен (0,1); апатит (0,1); эпидот (0,1); <u>пирит</u> (23,2)
Байосский и нижнебатский нижний ярусы (юра)	26	8395,0 (1432,6)	Прибрежно-морские отложения опресненной зоны [8]	17,0	Рутил, циркон, дистен, ильменит, лейкоксен, гранат (13,0)	Турмалин, пирит (78,6)	Ставролит, анатаз (1,6)	Магнетит, бурый циркон (1,3)	<u>Слюда, ярозит</u> (1,3)	<u>Гематит</u> (0,3); <u>сидерит</u> (3,8); <u>лимонит</u> (0,1)
Верхнебатский ярус (юра)	57	10067,7 (681,9)	Озерно-болотные отложения исчезающего морского бассейна [8]	25,1	Рутил, дистен, апатит (2,8)	Бурый циркон, циркон, ильменит (2,0)	<u>Силлиманит, гранат, ярозит</u> (1,5)	Магнетит, амфибол (0,8)	Лимонит, гематит, пирит, мусковит, сидерит (91,8)	Турмалин (0,9); ставролит (1,7); анатаз (0,1); лейкоксен (0,1); эпидот (0,1)
Келловейский ярус (юра)	140	3730,1 (1724,7)	Морские, прибрежно-морские отложения [8]	19,2	Рутил, циркон, хромит, ильменит, лейкоксен, гранат, апатит (34,0)	Турмалин, бурый циркон, дистен, ставролит, шпинель, анатаз (2,3)	—	Магнетит, гематит, эпидот (8,8)	<u>Слюда, пирит, фосфорит, сидерит, сфалерит</u> (52,2)	Силлиманит (0,1); амфибол (0,8); <u>лимонит</u> (1,6)

Таблица 2 (продолжение)

Таблица 2 (продолжение)

Возраст отложения	Число проб	Содержание тяжелой фракции (в т.ч. терригенных минералов)	Фациальные типы терригенных отложений	Индекс Хьюберта [33]	Ассоциации, выделенные статистическим методом [25], %					
					первая (рутиловая)	вторая (турмалиновая)	третья (силлиманитовая)	четвертая (магнетитовая)	пятая (аутигенная)	Минералы, не входящие в ассоциации
Неокомский и аптский ярусы (мел)	121	3367,7 (854,9)	Аллювиальные и озерные отложения внутриконтинентальной равнины [8]	24,4	Рутил, дистен, ставролит, гранат (4,8)	Турмалин, циркон, бурый циркон, силлиманит, шпинель, анатаз, лейкоксен, ильменит, эпидот, <u>пирит</u> (44,5)	Хромит, гематит, биотит (4,4)	Магнетит, амфибол (2,9)	—	Фосфорит (0,3); <u>сидерит</u> (42,5); <u>лимонит</u> (0,2); <u>глаукоцит</u> (0,2); <u>ярозит</u> (0,1)
Альбский—сеноманский ярусы (мел)	158	1546,8 (1051,4)	Отложения морского бассейна нормальной солености с переменным спокойным режимом [8]	33,0	Рутил, циркон, бурый циркон, анатаз, лейкоксен, ильменит, гранат (53,3)	Турмалин, дистен, ставролит (8,8)	Силлиманит, шпинель, лимонит, магнетит, эпидот, биотит (2,8)	—	—	<u>Гематит</u> (1,0); <u>пирит</u> (26,8); <u>фосфорит</u> (1,8); <u>глаукоцит</u> (0,2); <u>амфибол</u> (0,3); <u>ярозит</u> (0,1); <u>сидерит</u> (2,1)
Киевский ярус (эоцен)	69	1578,9 (1285,3)	Нормальные отложения трансформирующего моря [24]	18,5	Рутил, циркон, турмалин, дистен, ставролит, силлиманит, анатаз, шпинель, хромит, ильменит, лейкоксен, андалузит, гранат, эпидот (69,9)	—	—	Магнетит, амфибол, <u>ярозит</u> (13,0)	<u>Гематит</u> , <u>слюда</u> , <u>сидерит</u> (4,0)	Бурый циркон (0,2); <u>лимонит</u> (3,0); <u>пирит</u> (9,1); <u>глаукоцит</u> (0,8)

Возраст отложений	Число проб	Содержание тяжелой фракции (в т.ч. терригенных минералов)	Фациальные типы терригенных отложений	Индекс Хьюберта [33]	Ассоциации, выделенные статистическим методом [25], %					
					первая (рутиловая)	вторая (турмалиновая)	третья (силлиманитовая)	четвертая (магнетитовая)	пятая (аутигенная)	Минералы, не входящие в ассоциации
Полтавская серия (олигоцен-миоцен)	80	1384,3 (1307,8)	Мелководно-прибрежные отложения отступающего палеогенового моря [19, 24]	27,2	Рутил, циркон, бурый циркон, турмалин, дистен, ставролит, силлиманит, корунд, ильменит, лейкоксен (83,3)	Шпинель, хромит, андалузит (1,3)	Гранат, эпидот (3,3)	Магнетит, гематит, амфибол (6,1)	—	<u>Лимонит</u> (2,9); <u>мусковит</u> (0,3); <u>пирит</u> (0,7); <u>сидерит</u> (1,6)
Плиоцен	34	1216,7 (964,4)	Аллювиальные и озерные отложения внутриконтинентальной равнины [12]	27,3	Рутил, циркон, бурый циркон, турмалин, дистен, ставролит, силлиманит, шпинель, корунд, анатаз, ильменит, лейкоксен, андалузит, глаукоцит (75,2)	—	—	—	—	<u>Лимонит</u> (18,4); <u>псилометан</u> (1,0); <u>эпидот</u> (0,8); <u>магнетит</u> (0,9); <u>пирит</u> (1,5); <u>гранат</u> (1,9); <u>амфибол</u> (0,1)

Примечание. Подчеркнуты аутигенные минералы для донных отложений.

16,3% (в плиоцен—полтаве), вдвое увеличивается содержание дистена, ильменита совместно с лейкоксеном, а также ставролита. Соответственно снижается от 18,7 в девоне до 4,4% в плиоцене содержание турмалина, а также магнетита, амфибола, силлиманита при сравнительно стабильных количествах циркона, граната, эпидота, шпинели.

Установленное увеличение содержания терригенных минералов от древних отложений к молодым подтверждается наблюдениями Ф.Дж. Петтиджона [15], а также фундаментальным анализом, проведенным по Русской платформе А.Б. Роновым, М.С. Михайловской и И.И. Солодковой [23].

В результате статистической обработки результатов минералогических анализов тяжелой фракции терригенных отложений фанерозоя установлено, что число ассоциаций в каждой стратиграфической единице — ярусе ни в одном случае не превышает пяти (табл. 2), само собой разумеется, если не считать за ассоциации отдельные минералы, стоящие особняком и не проявляющие сродства друг к другу. В большинстве случаев аутигенные минералы консолидируются в собственную ассоциацию, поэтому терригенные минералы во всех отложениях фанерозоя представлены не более чем четырьмя ассоциациями. Формирование аутигенной ассоциации происходило в стадии син-, эпи- и диагенеза и обусловлено, очевидно, как климатическими условиями, так и особенностями физико-химического состава поровых растворов исходного осадка.

Всем четырем терригенным ассоциациям присвоены названия по основным постоянно присутствующим в них минералам: рутиловая, турмалиновая, силлиманитовая и магнетитовая. В самых древних отложениях региона в среднем и верхнем девоне первая (рутиловая) ассоциация представлена двумя минералами и содержит 1% от тяжелой фракции, в дальнейшем, в более поздних отложениях число минералов в ассоциации возрастает одновременно с увеличением ее процентного содержания. Максимальное число минералов составляет 14 в плиоцене, максимальное содержание ассоциации 83,3% в песках полтавской серии. Минералы второй (турмалиновой) ассоциации и третьей (силлиманитовой) постепенно вверх по разрезу мигрируют в первую и в киевских отложениях полностью ею поглощаются. Четвертая (магнетитовая) ассоциация существует самостоятельно, является сквозной в разрезе фанерозоя и представлена преимущественно магнетитом и амфиболом, и эти минералы к рутиловой ассоциации не присоединяются, образуя, в крайнем случае, ассоциацию из одного минерала — магнетита.

В конечном счете в результате неоднократного перемывания и переотложения обломочного материала более древних отложений, терригенные минералы осадочной толщи консолидируются в одну ассоциацию из 14 минералов, в которую не входят антагонисты по отношению к рутилу — магнетит и амфибол (см. табл. 2).

Кроме вышеизложенного необходимо отметить то, что индекс Хьюберта четко отражает генетический характер осадков: в аллювиальных и озерных отложениях внутриконтинентальных равнин (девон, верхний, бат, неоком—апт, полтава, плиоцен) он оценивается в пределах 24,4—28,9 баллов; в отложениях морского генезиса он колеблется от 17,0 до 19,2 баллов. Исключением являются морские отложения альб-сеномана, имеющие максимальный индекс 33,0 балла. Отложения, характеризующиеся высоким индексом: полтавская серия (27,3), альб-сеноманский (33,0) и неоком-аптский (24,4) ярусы содержат промышленные титан-циркониевые россыпи, а в некоторых (альб — сеноман) обнаружены золото и алмазы.

В заключение можно констатировать, что в условиях платформ в процессе выщелачивания обломочного материала в геологическом времени при неоднократном его перемыве и переотложении наблюдается закономерное увеличение числа терригенных минеральных видов от докембрия до плиоцена при одновременном уменьшении числа их ассоциаций.

1. Батурин В.П. Палеогеографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1947. 358 с.
2. Бергер М.Г. Терригенная минералогия. М.: Недра, 1986. 227 с.
3. Бергер М.Г. О методике изучения тяжелых минералов // Литология и полез. ископаемые. 1988. № 6. С. 118–127.
4. Бергер М.Г., Саркисян С.Т., Корж М.В. О совершенствовании методов палеогеографических исследований по терригенным минералам // Палеогеографические исследования в нефтяной геологии. М.: Наука, 1979. С. 7–23.
5. Бойко Т.Ф., Лисицина Н.А., Бутузова Г.Ю. Редкоземельные элементы и литолого-фациальная зональность океанских осадков (Тихоокеанский профиль). Сообщение 2 // Литология и полез. ископаемые. 1983. № 6. С. 73–87.
6. Бурмин Ю.А., Иконников Н.Н. Древние россыпи Центральных районов Русской платформы // Древние и погребенные россыпи СССР. Ч. 1. Киев: Наук. думка, 1977. С. 123–127.
7. Вистелиус А.П. Математическая геология – ее основные направления и задачи // Сов. геология. 1977. № 1. С. 11–34.
8. Геология, гидрогеология и железные руды бассейна Курской магнитной аномалии. Т. 1. Кн. 2. / Под ред. Д.Н. Утехина. М.: Недра, 1972. 360 с.
9. Гриффитс Дж. Научные методы исследования осадочных пород (пер. с англ.) / Под ред. Д.А. Родионова. М.: Мир, 1971. 421 с.
10. Косовская А.Г. К вопросу о классификации песчаных пород по минеральному составу // Зап. ЛГУ. Сер. геол. 1962. Вып. 12. № 310. С. 23–24.
11. Кузнецов А.П. Вещественный состав охр киевской свиты верхнего эоцена КМА // Литология и стратиграфия осадочного чехла Воронежской антеклизы. Вып. 4. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1977. С. 37–47.
12. Кузнецов А.П., Савко А.Д., Холмовой Г.В. Нерудные полезные ископаемые Курской магнитной аномалии. Ч. 1. Воронеж, 1982. 258 с. – Деп. в ВИНТИ, № 651-82.
13. Мигдисов А.А. О соотношении титана и алюминия в осадочных породах // Геохимия. 1960. № 2. С. 149–163.
14. Мурдмаа И.О. Осадкообразование в современных геосинклинальных областях Тихоокеанского пояса // История Мирового океана. М.: Наука, 1971. С. 128–147.
15. Петтиджон Ф.Дж. Осадочные породы (пер. с англ.). М.: Мир, 1981. 751 с.
16. Плаксенко Н.А., Щеголев И.Н., Ильяш В.В. Сравнение комплексов акцессорных минералов литологических формаций архея и нижнего протерозоя Курской магнитной аномалии // Литогенез в докембрии и фанерозое Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1975. С. 3–22.
17. Романов И.С., Кузнецов А.П. Проявления золоторудной минерализации в основании палеогена в северо-восточном борту Днепровско-Донецкой впадины // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1981. № 3. С. 24–27.
18. Романов И.С., Кузнецов А.П. Титаноносность кварцево-песчаной палеогеновой формации северо-восточной подзоны Днепровско-Донецкой металлогенической зоны // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1987. № 7. С. 27–30.
19. Романов И.С., Романова Л.А., Кузнецов А.П. Палеогеографические критерии поисков титан-циркониевых россыпей в палеоген-неогеновых отложениях Белгородской обл. // Проблемы палеогеографии фанерозоя КМА и прилегающих районов. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1983. С. 98–110.
20. Ронов А.Б., Мигдисов А.А. Эволюция химического состава пород щитов и осадочного покрова Русской и Северо-Американской платформ // Геохимия. 1970. № 4. С. 897–901.
21. Ронов А.Б., Мигдисов А.А., Барская Н.В. Закономерности развития осадочных пород и палеогеографические условия седиментации на Русской платформе // Литология и полез. ископаемые. 1969. № 6. С. 3–36.
22. Ронов А.Б., Мигдисов А.А., Хаин В.Е. О достоверности количественных методов в литологии и геохимии // Литология и полез. ископаемые. 1972. № 1. С. 3–26.
23. Ронов А.Б., Михайловская М.С., Солодкова И.И. Эволюция химического и минералогического состава песчаных пород // Химия земной коры: Тр. Геохим. конф., посвященной 100-летию со дня рождения акад. В.И. Вернадского. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 201–252.
24. Семенов В.П. Палеогеновая система // Геология, гидрогеология и железные руды бассейна КМА. Т. 1. Кн. 2. М.: Недра, 1972. С. 202–208.
25. Смирнов Б.И. Статистические методы выделения ассоциаций химических элементов и минералов. М.: Изд-во ВИЭМС, 1975. 62 с.
26. Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 935 с.
27. Холодов В.Н. Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. М.: Наука, 1973. 280 с.

28. Холодов В.Н. Об эволюции состава питающих провинций в истории Земли // Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975. С. 191–208.
29. Холодов В.Н. Проблемы формирования эпох рудогенеза в осадочном процессе // Эволюция осадочного процесса на континентах и океанах: Тез. докл. 12-го Всесоюз. лит. совещ. Новосибирск, 11–13 ноября 1981 г. Новосибирск, 1981. С. 267–268.
30. Янаскурт О.В. Некоторые результаты изучения метаморфических толщ докембрия на примере кумалинской и белкудской свит Улутау (Центр. Казахстан) // Тез. докл. VI науч. отчет. конф. геол. ф-та. М.: Изд-во МГУ, 1969. С. 15–16.
31. Янаскурт О.В. К методике литологического изучения первично-обломочных толщ докембрия // Тез. докл. VI науч. отчет. конф. геол. ф-та. М.: Изд-во МГУ, 1971. С. 36–37.
32. Янаскурт О.В. К стратиграфии боздамской серии // Вопросы геологии Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1971. С. 123–135.
33. Hubert J.F. Analysis of heavy-mineral assemblages // Proc. Sediment. Petrol. / Ed. Carver R.E. N.Y.; L.; Sydney; Toronto: Willey interscience, 1971. P. 453–478.

НПО "ВИОГЕМ",
Белгород

Поступила в редакцию
24.VII.1990

УДК 552.578.061.32 (262.8)

© 1992 г. Гулиев И.С., Кляцко Н.В., Мамедова С.А.,
Сулейманова С.Ф.

НЕФТЕГАЗОПРОДУЦИРУЮЩИЕ И КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНО-КАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

В статье рассмотрены результаты экспериментального изучения геохимических и петрофизических параметров (керна глубоких скважин и твердых продуктов выбросов грязевых вулканов) кайнозойских отложений западного борта Южно-Каспийской впадины.

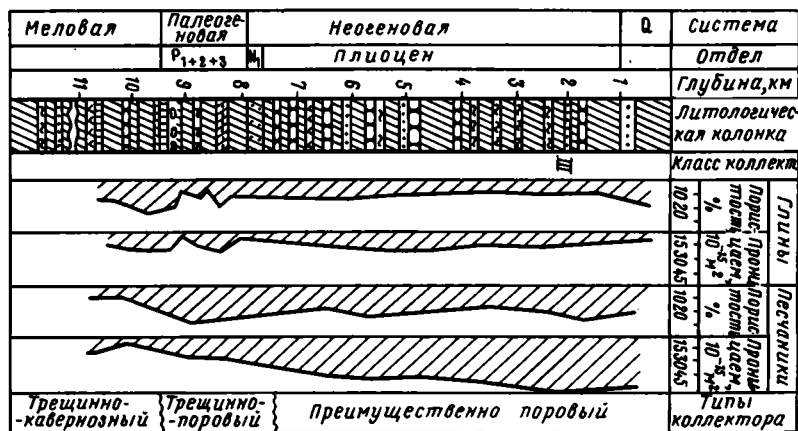
На основе анализа литологического состава исследуемых отложений по различным тектоническим зонам, Сорг, битума и коллекторских параметров, типа органического вещества, степени его преобразованности, особенностей влияния минерального состава на постседиментационные изменения пород высказывается мнение, что вследствие низкой степени преобразованности ОВ и пород на больших глубинах сохраняются достаточные потенциальные возможности нефтегазогенерации в палеоген-миоценовых отложениях до глубин 10–12 км.

Возможность сохранения необходимого нефтегазогенерационного потенциала и коллекторских параметров пород до глубин 8–10 км является одним из ключевых вопросов при прогнозировании нефтегазоносности больших глубин. В Южно-Каспийской впадине (ЮКВ) имеется уникальная возможность изучения этих параметров до указанных глубин по керну глубоких скважин и выбросов грязевых вулканов.

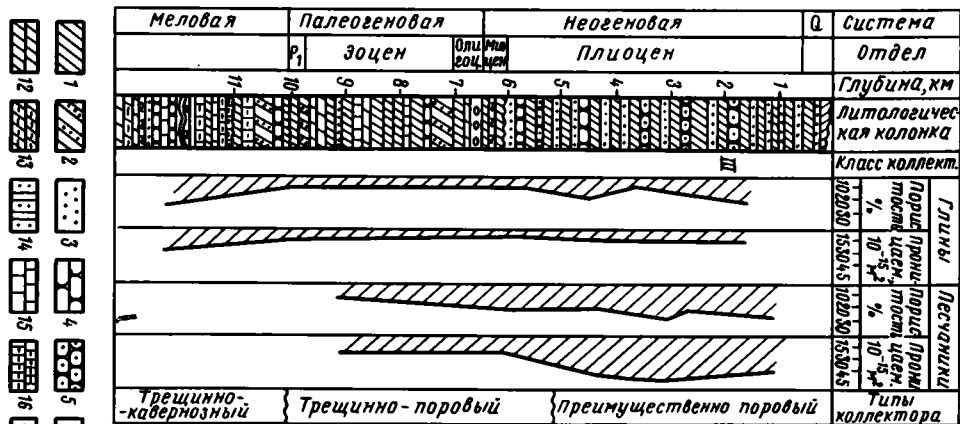
ЮКВ является уникальным регионом по мощности осадочного выполнения (~30 км) [4]. Разрез ЮКВ представлен чередованием песчаников, глин и алевролитов кайнозойского и мезозойского возраста. На фиг. 1 представлены сводные разрезы для характерных зон ЮКВ, построенные до глубин 6–7 км по данным скважин структур Булла-море, Андреева, Им. 28 Апреля, Бахар, Кюрсангя, Карабаглы, Кюрвдаг. Палеоген-миоценовая и частично мезозойская части разреза восстановлены по скважинам, вскрывшим эти отложения в приподнятых блоках ЮКВ (Нефтяные Камни, Сангачалы, Гейтапа), а также по обнажениям в зонах обрамления (Юнуздаг, Бегимдаг, Кабандаг, Яшма и др.). Изучен керновый материал по скважинам площадей Булла-море, Сангачалы-море, Бахар, банок Андреева, Самедова, Им. 28 Апреля, Нефтяные Камни, Кюрсангя, Карабаглы, Кюрвдаг и др. и по твердым продуктам выбросов грязевых вулканов Ахтарма-Пашалы, Харамы, Мишовдаг, Хаммамдаг, Кумани, Дуванный, Дашгиль, Кянизадаг, Тоурагай, о-ва Лось и др.

Породы представлены песками, песчаниками, алевролитами и глинами. Нефтегазопroduцирующие и коллекторские параметры изучены в лаборатории Геохимии углеводородов Института геологии АН АЗССР и в геохимической лаборатории филиала Центрального геологического института г. Брно. Анализ Сорг, битума и коллекторских параметров производился по стандартной методике, а определение нефтегазогенерационного потенциала, типа органического вещества и степени его преобразованности на приборе *Rock-Eval*. Результаты представлены в таблице и на графиках (фиг. 2, 3).

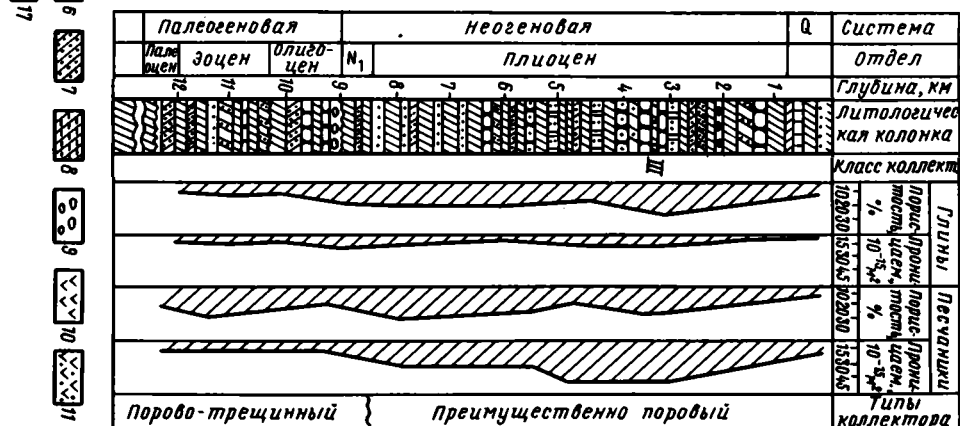
Геохимические исследования показали, что в целом мезо-кайнозойский разрез характеризуется невысокими (0,1–1,1%) значениями Сорг. Из гистограммы



I

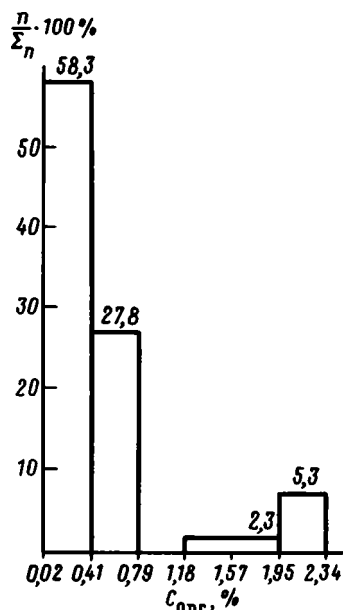


II



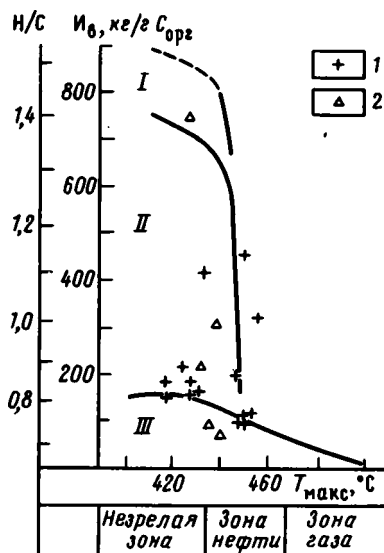
III





Фиг. 2

Фиг. 2. Гистограмма распределения C_{org} в кайнозойских отложениях Южно-Каспийской впадины



Фиг. 3

Фиг. 3. Диаграмма, характеризующая степень зрелости и тип (I-III) органического вещества ($I_v - T_{max}$)

1-2 — соответственно неогеновые и палеогеновые отложения

следует, что свыше 50% проб содержит C_{org} менее 0,5%. Близкие содержания C_{org} приводятся в работах [7, 8]; для песчаников и известняков 0,02–0,2%, глинистых пород 0,4–0,8%; в прослоях глин майкопа и продуктивной толщи 0,8–1–4%. Не наблюдается определенной тенденции изменения C_{org} с гипсометрической глубиной. В целом содержания C_{org} в неогеновых отложениях ниже, чем в палеогеновых.

В породах встречены битумы различного типа: автохтонные B^{xb} — 4–17%, остаточные B^{xb} — 40–100%, аллохтонные [7, 8].

При изучении ОВ методом пиролиза на приборе $R_{ock} - E_{val}$ получают следующие характеристики: S_1 — содержание свободных УВ (в мг/г породы), характеризующих сорбированные УВ; S_2 — содержание пиролитических (могущих образоваться) УВ; S_3 — содержание CO_2 в породе (в мг/г породы); I_v — водородный индекс (в мг/г $\cdot C_{org}$); I_k — кислородный индекс S_3 (в мг/г $\cdot C_{org}$); I_p — индекс продуктивности S_{1+2} ; T_{max} — максимальная температура пиролиза [12].

Для определения типа органического вещества используются диаграммы $I_v - T_{max}$. На фиг. 3 приведена диаграмма $I_v - T_{max}$, из которой следует, что ОВ в изученных отложениях, вероятнее всего, относится к III и частично II типам.

←
Фиг. 1. Сводные глубинные схематические разрезы кайнозойских отложений Южно-Каспийской впадины по разным тектоническим зонам: Бакинскому Архипелагу (I); Апшероно-Прибалханской зоне (II); Юго-Восточному Гобустану и Нижне-Куруинской депрессии (III)

Породы: 1 — глины; 2 — песчаные глины; 3 — пески; 4 — песчаники; 5 — алевроитовые песчаники; 6 — алевролиты; 7 — песчаные алевролиты; 8 — глинистые алевролиты; 9 — конгломераты; 10 — туфы; 11 — туфопесчаники; 12 — мергели; 13 — глинистые мергели; 14 — суглинки; 15 — известняки; 16 — глинистые известняки; 17 — ниже этой линии разрез построен по обнажениям

Нефтегазопroduцирующие параметры отложений Бакинского архипелага

Площадь	Номер скважины	Интервал глубин, м	Возраст	Порода	CaCO ₃ , %	Cорг, %	S ₁	S ₂	И _п	И _в	И _к	T _{макс} , °C
Аляты-море	17	3352–3369	Плиоцен	Глина	36	0,08	0,07	0,13	0,35	163	–	430
"	21	3932	"	"	13	0,13	0	0	0	0	–	–
"	12	4338–43	"	"	9	0,73	6,00	1,12	0,84	153	–	417
"	13	4890–95	"	"	18	0,07	0	0	–	0	–	–
"	21	5000–05	"	Песчаник	21	0,11	0	0	–	0	–	–
8 Марта	582	5130–35	"	Глина	8	0,09	0	0	–	0	–	–
Аляты-море	13	5355–57	"	Песчаник	9	0,49	4,98	0,78	0,86	159	–	428
8 Марта	582	5411–14	"	"	2	1,98	4,70	0	–	0	–	–
"	582	"	"	"	10	0,18	2,08	0,34	0,86	189	–	428
"	580	4640–45	"	Аргиллит	10	0,18	4,08	0,76	0,84	422	–	433
Булла-море	76	5710–15	"	Песчаник	9	0,03	0	0	–	0	–	–
"	76	6198–200	"	"	11	0,36	0	0	–	0	–	–
<i>Выбросы грязевых вулканов</i>												
Корнилова	–	–	"	Доломит	81	2,34	2,55	7,62	0,25	326	–	455
Павлова	–	–	Миоцен	"	14	0,25	0,23	0,30	0,43	120	–	452
"	–	–	Палеоген	Вулканический пепел	16	0,60	1,35	0,45	0,75	75	–	440
"	–	–	"	То же	17	0,54	0,87	1,67	0,34	309	–	438
"	–	–	Миоцен	Доломит	83	0,41	0,48	0,66	0,42	161	–	445
о-в Лось	–	–	Плиоцен	Песчаник	40	0,11	0,05	0,002	0,96	2	–	455
"	–	–	"	Доломит	83	0,37	0,06	0,42	0,13	114	–	449
"	–	–	Миоцен	Карбонатный	81	1,70	1,74	7,73	0,18	455	–	449
"	–	–	"	Известняк	64	0,56	0,47	2,30	0,17	411	–	441
Ливанова	–	–	Палеоцен	То же	4	0,10	0,34	0,13	0,72	130	–	?
"	–	–	"	Глина	3	0,34	0,14	0,54	0,21	159	–	442
"	–	–	"	"	3	0,35	0,44	0,77	0,36	220	–	431
"	–	–	Плиоцен	"	0,2	2,24	0,82	4,82	0,15	215	–	424
"	–	–	"	"	0,2	1,98	1,67	3,71	0,31	187	–	417
Хамамдаг	–	–	Мел	Известняк	99,1	0,3	–	0,66	–	220	177	440

Площадь	Номер скважины	Интервал глубин, м	Возраст	Порода	CaCO_3 , %	$\text{C}_{\text{орг}}$, %	S_1	S_2	$I_{\text{П}}$	$I_{\text{В}}$	$I_{\text{К}}$	$T_{\text{макс}}^{\circ}\text{C}$
Хамамдаг	—	—	Миоцен	Известняк	88	0,53	0,41	1,06	0,28	200	—	447
"	—	—	Эоцен	"	49	1,29	13,7	9,60	0,59	744	—	426
"	—	—	Плиоцен	Алевролит	26	0,02	0,008	0	1	0	—	—
Дашгиль	—	—	Олигоцен	Глина	37	0,69	0,16	0,64	0,2	93	—	435
"	—	—	Эоцен	Известняк	96	0,02	0,002	0,03	0,06	100	—	448
"	—	—	Майкоп	Алевролит	7	0,15	0,11	0,15	0,42	100	—	449
Ахтарма-	—	—	Эоцен	—	80,7	0,3	0,26	0,26	—	87	140	433
Пашалы	—	—	Майкоп	—	59,8	0,6	0,06	0,56	0,1	97	868	454
Мишовдаг	—	—	"	—	34,9	0,2	0,02	—	—	10	325	—
Большой Харами	—	—	Мел	—	90,7	0,5	0,14	1,34	0,09	269	138	432

По классификации зарубежных исследователей [13] кероген II и особенно III типа состоит из конденсированных палиароматических и кислородсодержащих функциональных групп и, как правило, образован из остатков высших наземных растений. Углететрографические исследования показывают, что ОВ состоит из фрагментов растительных тканей клеточной структуры, сильно переработанных на стадии раннего катагенеза.

Сравнительная характеристика типов ОВ в неогеновых и палеогеновых отложениях показывает, что последние содержат значительно больше водородных структур [2]. Более точным методом определения типа ОВ является изучение керогена. Элементный анализ нерастворимой части ОВ показывает, что оно, вероятней всего, относится к типу II [7, 8].

Важным показателем, контролирующим интенсивность генерации УВ, является степень зрелости ОВ. Наиболее надежный способ выявления степени зрелости ОВ — изучение отражательной способности витринита или коллоальгинита. Для изученной коллекции пород кайнозойского возраста наличие мацералов устанавливается в исключительных случаях, вследствие чего для этих целей был использован показатель $T_{\text{макс}}$, который согласно данным, приведенным в работе [13], коррелируется с R^0 . На диаграмме $I_{\text{В}} - T_{\text{макс}}$ видно, что значения $T_{\text{макс}}$ попадают в зону, соответствующую значениям градаций катагенеза $\text{ПК}_2 - \text{МК}_1$.

Эти данные согласуются с показателем преломления коллоальгинита, в соответствии с которым стадии катагенеза ОВ выбросов грязевых вулканов (Ахтарма-Пашалы, Бол. Харами) не превышают МК_2 [3, 7].

Совокупность полученных данных позволяет охарактеризовать нефтегазопroduцирующие параметры пород с глубин 8–10 км. УВ-потенциал этих отложений по абсолютным значениям ($\sim 2,3$ кг/т породы) небольшой, однако низкая степень преобразованности пород на глубинах 8–10 км (стадии $\text{ПК}_3 - \text{МК}_1$) показывает, что породы далеко не исчерпали свой нефтегенерирующий потенциал. Кроме того, отдельные прослои глинистых пород продуктивной толщи майкопа характеризуются высокими ($1,2 \div 1,4$) значениями $\text{H/C}_{\text{ат}}$ и значительным ($580 \div 1180$ г/м³) выходом жидких УВ [7, 8].

Если учесть, что глинистые породы продуктивной толщи в наиболее прогнутых частях погружены до 10 км, а палеоген-миоценовые — до 16 км, то можно предположить, что они суммарно генерируют гигантские объемы УВ.

Изучение емкостно-фильтрационных свойств и степени постседиментационных изменений по данным структурно-минералогических исследований большого фактического ядерного материала показывает, что на больших глубинах породы различного литотипа ведут себя по-разному.

Проследим, чем литологически представлены породы сводных глубинных разрезов и какие породы как коллекторы представляют практический интерес. Так, песчаники плиоцен-миоценового возраста в разрезе Бакинского архипелага граувакковые, аркозо-граувакковые. Цемент песчано-алевритовых пород в основном известково-глинистый. С глубиной (ниже 4 км) цеолиты, ангидрит, глауконит становятся компонентами цемента. Тип цементации пленочно-поровый, контактовый, реже базальный. Отсортированность пород улучшается с глубиной от 2,1 до 1,6. Минеральный состав представлен значительным количеством полевых шпатов (в основном кальций-натриевых), обломков глинистых пород и измененных компонентов. Широко развиты пироксены (авгит, диопсид, редко гиперстен, энстатит), эпидот, цоизит, мусковит, хлорит, рудные минералы (магнетит, особенно лимонит).

Палеогеновая часть глубинного сводного схематического разреза Бакинского архипелага в основном представлена глинистыми разностями с чередованием алевролитов, песчаников, а в южной части — известняков и мергелей. В минеральном составе присутствует полевые шпаты, кварц, обломки пород, незначительное количество вулканического стекла. Другими компонентами являются магнетит, ильменит, слюды, хлорит, эпидот, цоизит, барит, глауконит, апатит.

Песчано-алевритовые породы плиоцен-миоценового возраста Апшероно-Прибалханской зоны поднятий среднеотсортированы (коэффициент отсортированности составляет 1,5—1,7, уменьшаясь с глубиной). Обычно это плотные, редко слабощементированные породы. Цемент чаще известковисто-глинистый, в отдельных случаях со значительным преобладанием глинистого материала. Изредка в виде цемента развит глауконит. Тип цементации поровый и контактовый. Характеризуются породы кварцевым, кварц-палевошпатовым и редко палевошпатово-кварцевым составом. Причем первый и последний преимущественны для песчаных частей разреза, второй — для глинистых. Для минерального состава пород характерны устойчивые минералы (циркон, рутил, гранаты, турмалин), а также дистен и ставролит, небольшое количество малоустойчивых (авгит, диопсид, роговые обломки), преобладание рудных минералов (пирит, лимонит, магнетит).

Палеогеновая часть в этом сводном глубинном разрезе представлена в основном глинистыми породами, чередующимися с песчаниками, мергелями, известняками.

В юго-восточном Кобыстане и Нижнекуринской депрессии плиоцен-миоценовый разрез характеризуется известковистыми глинами с редкими прослоями мелкозернистых песков и песчаников суглинков, алевролитов, а также грубо-обломочных пород, туфопесчаников и вулканического пепла.

Состав исследуемых песчаников и алевролитов характеризуется значительным количеством полевых шпатов, кварца, обломков глинистых часто эффузивных пород.

Преобладают слюды, количество которых в восточном направлении уменьшается за счет увеличения содержания эпидота, пироксенов, амфиболов. Характерно для разреза присутствие рудных минералов (лимонит, пирит). В целом породы среднеотсортированы (S_0 1,8—2). Цемент в основном глинисто-известковый, реже встречается хлоритовый, гипсовый и пиритовый.

Палеогеновая часть сводного глубинного разреза представлена в основном глинами серовато-зелеными с частыми прослоями известковистых средне-

и крупнозернистых песчаников бурого цвета. Кроме полимиктовых их разностей (кварц-полевошпатово-граувакковых) встречаются известковистые мергели.

Глины и глинистая фракция других типов пород во всех разрезах полиминеральны с одинаковой ассоциацией породообразующих глинистых минералов (гидрослюда, монтмориллонит, каолинит), количественное содержание которых связано с влиянием различных питающих провинций.

Гидрослюда в большем количестве присутствует на структурах Апшероно-Прибалханской тектонической зоны (Бахар, Нефтяные Камни, Им. 28 Апреля, Жданова, ЛАМ и др.). В результате трансформации глинистых минералов с глубиной наблюдается количественное увеличение именно жестких их разностей (гидрослюды, хлорита, каолинита).

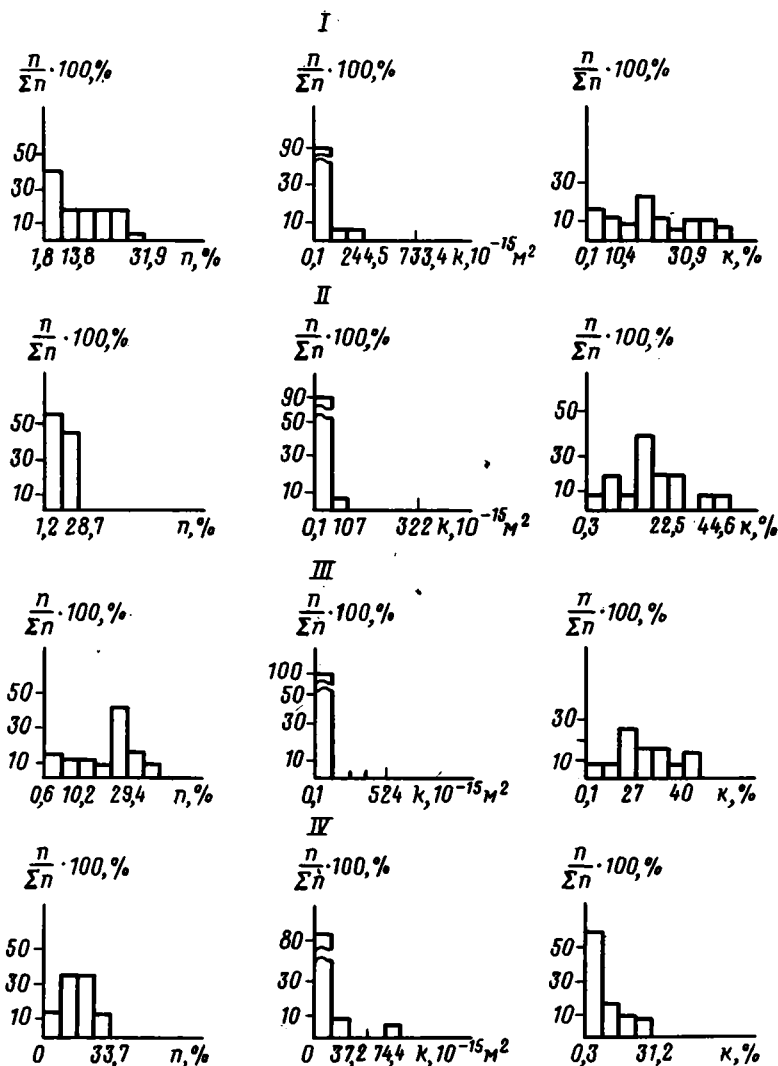
Нами выявлено, что в рассматриваемых породах всех литотипов постседиментационные изменения проявляются в минеральном новообразовании (кальцитизация, лимонитизация, мусковитизация, серитизация, окремнение, глауконитизация, каолинитизация, хлоритизация и др.), в растворении под давлением, в уплотнении и перекристаллизации. Эти процессы оказывают как положительное, так и отрицательное влияние на коллекторские свойства (закупоривая пористое пространство и разуплотняя его) [5, 10].

Помимо вышеприведенных факторов (трансформации глинистых минералов, изменения их морфологии, растворения аллотипических компонентов) на образование дополнительного емкостного пространства, трещиноватости влияет также выпщелачивание легкорастворимых минералов (галита, тенардита, ангидрита и др.), усиливающееся с глубиной в связи с изменением термобарических условий [6].

В глинах благодаря их адсорбционным свойствам исходное содержание растворимых минералов значительно превышает таковые в песчано-алевритовых породах, поэтому в первых из них интенсивнее развиваются вторичные емкости и формируются коллекторы III и IV классов (алевритовые глины). Говоря о классах коллекторов, следует отметить, что на площадях Апшероно-Прибалханской зоны и Бакинского архипелагов выделяются в основном коллекторы III класса, но встречаются породы II, IV классов.

С увеличением глубин по разрезам в песчано-алевритовых породах наблюдается общая тенденция ухудшения коллекторских показателей, но при этом на глубинах более 6 км сохраняются благоприятные емкостно-фильтрационные свойства (фиг. 4). В неоген-палеогене на стадии раннекатегенетических вторичных изменений наблюдается сохранение первичных песчано-алевритовых коллекторов [3]. Так, для алевритовых неотсортированных и глинистых пород пористость составляет соответственно 12,8; 16,9 и 17,6% (см. фиг. 4). Причем сохранение их связано в какой-то мере с важной особенностью пород ЮКВ — их разуплотнением как в песчано-алевритовых, так и в глинистых породах. На значительных глубинах в большей степени развиваются вторичные поры, пустоты, микротрещины вследствие влияния геостатической нагрузки, вторичных физико-химических процессов, способствующих минералогическим и структурным изменениям пород [9]. Это особенно заметно на примере глинистых пород. Так, с глубиной в разрезах (см. фиг. 1, I, II) прослеживается некоторое улучшение пористости и проницаемости глин. По нашим данным [5, 6] и данным других исследователей [1, 11], эти изменения наблюдаются в результате трансформации глинистых минералов в более жесткие их разности, т.е. с глубиной в разрезах появляется больше гидрослюды, каолинита, хлорита, которые создают определенный микроклимат для образования микротрещин — дополнительных путей миграции нефти.

Таким образом, экспериментальные данные показывают, что до изученных глубин нефтегазопродуцирующий потенциал и коллекторские параметры пород характеризуются значениями, достаточными для образования и накопления УВ в промышленных объемах. Полученные экспериментальные данные находятся

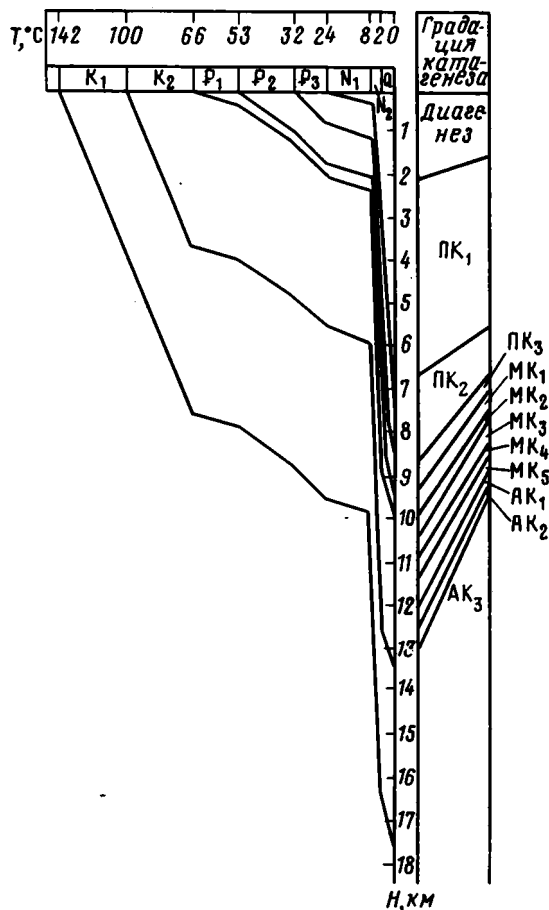


Фиг. 4. Гистограммы изменения пористости (n), проницаемости (k) и карбонатности (K) терригенных отложений Южно-Каспийской впадины на глубинах ниже 6 км (по выбросам грязевых вулканов)

$I-IV$ — породы (I — песчаные, II — алевритовые, III — неотсортированные, IV — глинистые)

в соответствии с теоретическими представлениями о генерации УВ в условиях быстрого погружения и умеренно низких температур. Так, для глубокопогруженных отложений ЮКВ темп седиментации достигает значений 1,3 км/млн. лет, а температура на глубине 5–6 км составляет 100–110 °С. С использованием метода СИТ для градиентов 2 и 2,5 °С/100 м построена историко-геологическая модель для сводного разреза ЮКВ. Анализ модели показывает, что палеогеновый комплекс отложений в стадию максимальной генерации вступает с середины палеогенового времени. Интенсивная генерация УВ в нем продолжается вплоть до четвертичного времени. Большая часть палеогеновых отложений на глубинах 10–12 км — зона интенсивной современной генерации УВ (фиг. 5).

Неогеновые отложения, как отмечалось выше, в целом характеризуются низ-



Фиг. 5. Сводная историко-геологическая модель УВ-образования мезо-кайнозойских комплексов Южно-Каспийской впадины

кой степенью преобразованности — только в наиболее прогнутых частях до стадий МК₁₋₂.

Полученные данные позволяют дать прогноз нефтегазоносности больших глубин ЮКВ. Предполагается, что предельные глубины сохранения УВ газов в свободной фазе составляют 12–14 км, УВ в жидкой фазе — 8–10 км.

Учитывая, что в глубокопогруженных отложениях плиоцена и палеогена обнаружены структурные ловушки значительной площади и объема, можно предположить здесь наличие крупных запасов УВ.

Список литературы

1. Али-заде А.А., Даидбекова Э.А., Хеиров М.Б. Аутигенное минералообразование в песчаниках продуктивной толщи Прикуринской области (Карабаглы, Кюрсангя) и его влияние на их коллекторские свойства // Изв. АН АзССР. 1975. № 5. С. 86–95.
2. Гулиев И.С., Жильцова Л.И., Сазонов М.Л., Фейзуллаев А.А. Сравнительная оценка параметров углеводородообразования третичных отложений Азербайджана пироксенографическим методом // Изв. вузов. Нефть и газ. 1987. № 11. С. 8–14.
3. Гулиев И.С., Кляцко Н.В., Мамедова С.А. и др. Некоторые вопросы прогнозирования физических свойств пород на больших глубинах (на примере Южно-Каспийской впадины) // Азербайджанское нефтяное х-во. 1989. № 6. С. 1–6.
4. Гулиев И.С., Павленкова Н.И., Раджабов М.М. Зона регионального разуплотнения в оса-

дочном чехле Южно-Каспийской впадины // Литология и полез. ископаемые. 1988. № 5. С. 130–135.

5. *Кляцко Н.В.* Литологическая характеристика среднеплиоценовых отложений мелководья Южного Каспия и влияния постседиментационных процессов на их коллекторские свойства // Указатель ВИНТИ. Депонированные рукописи. № 9, № 23 79–81. С. 31–34.
6. *Кляцко Н.В.* Коллекторские свойства среднеплиоценовых отложений шельфовых зон Южного Каспия в связи с их постседиментационными изменениями: Дис. ... канд. геол. наук. Баку: ИГАН, 1985. 16 с.
7. *Корчагина Ю.И., Зейналова К.С.* Нефтегазопроизводящие свойства глубокопогруженных горизонтов Нижнекуринской впадины // Геология нефти и газа. 1986. № 12. С. 41–45.
8. *Корчагина Ю.И., Гулиев И.С., Зейналова К.С.* Нефтегазоматеринский потенциал глубокопогруженных мезозойско-кайнозойских отложений Южно-Каспийской впадины // Проблемы нефтегазоносности Кавказа. М.: Наука, 1988. С. 35–41.
9. *Сулейманова С.Ф., Кляцко Н.В., Гулиев И.С.* Об одной особенности в изменении физических параметров пород глубокозалегающих отложений Южно-Каспийской впадины // Нефтегазоносность больших глубин и грязевой вулканизм. Баку: Элм, 1989. С. 103.
10. *Сулейманова С.Ф., Кляцко Н.В.* Использование данных о количестве и минеральном составе цемента песчано-алевритовых пород среднего плиоцена для прогнозирования емкостных свойств гранулярных коллекторов // Коллекторы нефти и газа и флюидоупоры. Новосибирск: Наука, 1983. С. 129.
11. *Хеиров М.Б.* Влияние глубины залегания осадочных пород на трансформацию глинистых минералов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 8. С. 144–157.
12. *Espitalic J., Laporte J.L., Madec M. et al.* Methode rapide de caracterisation des roches meres de leur potentiel // Rev. Inst. France. Petr. 1977. V. 32. P. 23–43.
13. *Tissot B.P., Relet B.R., Ungerer P.H.* Thermal history of sedimentary basins, maturation indices and kinetics of oil and gas generation. // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1987. V. 21. № 12. P. 1445–1466.

Институт геологии АН Азербайджана,
Баку

Поступила в редакцию
1. VIII. 1990

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.7/551.79 (268.3)

© 1992 г.

Мусатов Е.Е.

ЛИТОСТРАТИГРАФИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО ШЕЛЬФА

Основным методом изучения четвертичного чехла акваторий является непрерывное сейсмоакустическое профилирование. При проведении сеймостратиграфического анализа четвертичные отложения подразделяются на ряд комплексов [6, 11, 12], которые ограничены в кровле и подошве региональными поверхностями эрозионных несогласий. Затем, при интерпретации характера сейсмозаписи, выделяются более дробные подразделения – сейсмоакустические горизонты (САГ) и пакки (САП), которые соответствуют [14] отдельным звеньям и надгоризонтам четвертичной системы. Инженерно-геологическое бурение [12, 16], а при его отсутствии – грунтовый проботбор позволяют установить состав осадков, слагающих те или иные сеймостратиграфические подразделения; при этом они именуются литостратиграфическими [26].

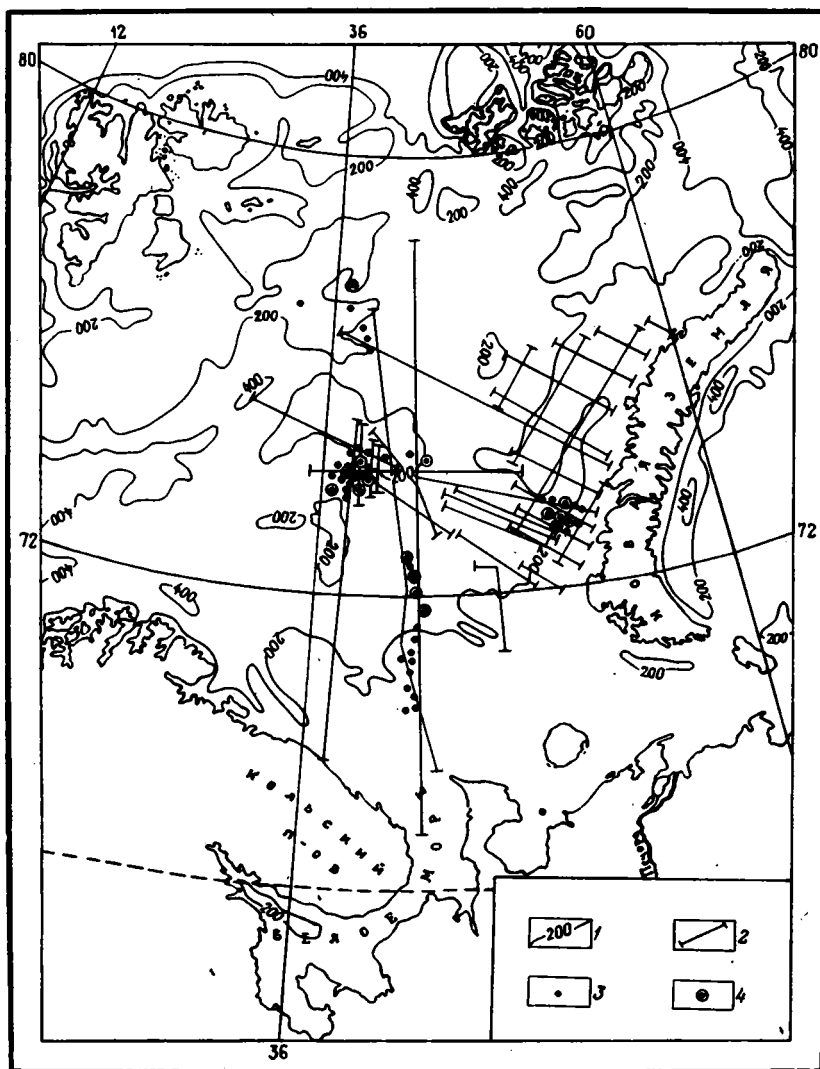
Центральная часть Баренцева моря довольно слабо изучена непрерывным сейсмоакустическим профилированием (НСП). На Шпицбергенском шельфе норвежские геологи устанавливают [28, 29] два сейсмоакустических комплекса (САК), верхний из которых соответствует морским осадкам голоцена, а нижний – моренам последнего оледенения, чей состав определяется литологией эродированных местных мезозойских пород [27].

В Медвежинском, Нордкапском и других желобах норвежцами выделено [31] до восьми САК, причем нижние из них датируются послесреднеплиоценовым временем [30], а в разрезе присутствуют также бассейновые осадки. В верхнекайнозойском чехле Кольского шельфа при геологической съемке устанавливается от трех [20] до девяти [21] САК, где в разрезе плиоцена и плейстоцена преобладают морские и ледово-морские отложения. К юго-востоку, на Печороморском шельфе, Р.Б. Крапивинером и др. [11, 12] разработана детальная шкала верхнего кайнозоя, где присутствуют пять комплексов, чей возраст и морской генезис подтверждены инженерно-геологическим бурением [16]. Увязке этих материалов и должны послужить исследования в центральной части шельфа. Низкочастотным НСП [9] установлено, что мощность четвертичного покрова здесь колеблется от 0 до 50–70 м, а в его подошве установлены многочисленные эрозионные палеоврезы с глубинами тальвегов до 500 м [15].

Различными авторами в данном районе выделялось от трех [2] до пяти САК, чей возраст колеблется от плиоцена [23] до нижнего плейстоцена [3]. Генезис слагающих их осадков предполагается как бассейновым [3, 26, 32], так и гляциальным [2, 23]. Грунтовыми трубками под слоем обводненных голоценовых илов вскрываются плотные песчано-глинистые отложения с рассеянным грубообломочным материалом, которые принимаются одной группой исследователей [19, 25] за валдайские морены, а другой [10, 17] – за разновозрастные и полигенетические образования, нижний возрастной предел которых может датироваться [5] плиоценом.

Наш опыт сеймостратиграфических исследований включал анализ свыше 10 тыс. км НСП, выполненного во время геолого-геофизических рейсов ВСЕГЕИ под руководством М.А. Спиридонова в 1985–1986 гг. и геологосъемочных рейсов ПГО "Севморгеология" в 1987–1988 гг. (фиг. 1). Частота источника в среднем составляла 200–400 Гц; соответственно длина волны и разрешающая способность метода при средней скорости звука в четвертичном чехле 1600 м/с равнялись 4–8 м. На сейсмограммах устанавливались известные [12, 20] опорные отражающие горизонты E_2 , E_1 , D_2 и D_1 , совпадающие с поверхностью морского дна и подошвами соответственно голоценовых, плейстоценовых и плиоценовых образований. Результаты сеймостратиграфического анализа приведены на фиг. 2.

Для геологической заверки данных НСП использовались результаты литолого-палеонтологических исследований керна 54 грунтовых трубок длиной до 5 м, отобранных в пределах поднятий Персея, Центрально-Баренцевского и Северо-Калинского, Южно-Баренцевской

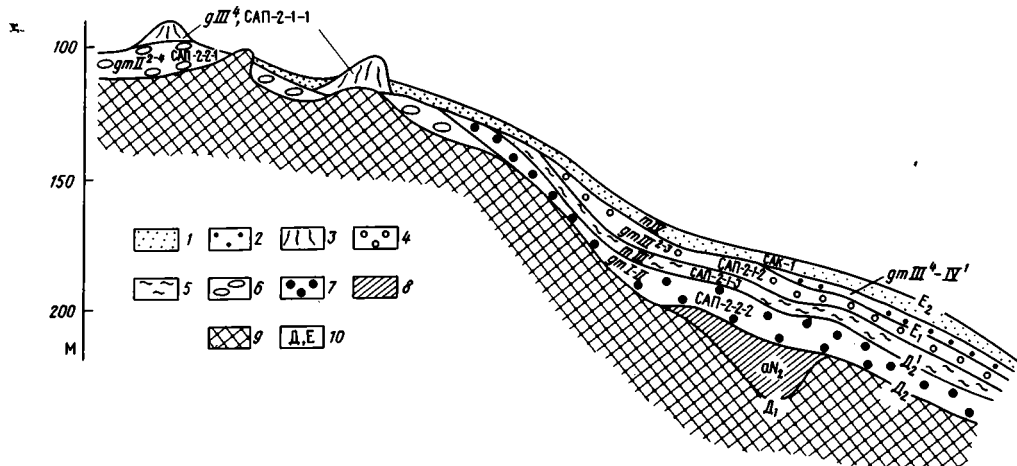


Фиг. 1. Карта использованных геолого-геофизических материалов

1 – изобаты, м; 2 – линии сейсмоакустических профилей; 3 – грунтовые колонки с сплошным опробованием керна; 4 – опорные грунтовые колонки с поинтервальным опробованием керна

впадины, желоба Нордьюпет и на Приновоземельском шельфе (см. фиг. 1). В Центральной лаборатории Управления геологии ЛатССР проводились гранулометрический (102 обр.), минералогический (113 обр.) и термический (102 обр.) анализы донных осадков, а также минералого-петрографический анализ (111 обр.) крупнопесчаной (1,0–0,5 мм) и мелкогравийной (2,5–1,0 мм) фракций. При минералогическом анализе в составе тяжелой фракции исследовалось 500 зерен, а в легкой фракции – 400 зерен из фракции 0,1–0,05 мм. В лаборатории ВНИИОкеангеология проводился рентгеноструктурный анализ глин (75 обр.): на рентгеновском дифракторе ДРОН-2,0 в воздушно-сухом состоянии изучалась фракция < 0,005 мм.

Голоценовый комплекс отложений (САК-1) характеризуется на сейсмограммах акустически прозрачной записью и следится на сейсмограммах лишь при мощностях свыше 5 м, т.е. при разрешающей способности метода. Для осадков характерны зеленоватые и коричневатые тона при текуче- или мягкопластичной консистенции. Отложения представлены алевроитовыми песками на Центрально-Баренцевском поднятии, чистыми песками на Северо-Канинском плато, песчано-пелитовыми алевроитами на подводных склонах Новой Земли, алевроитовыми пелитами в Южно-Баренцевской впадине и песчаными алевроитами в желобе Нордьюпет. В осадках наблюдается значительное количество гипотроилита, нередко – фауна моллюсков. В песках, развитых на мелководьях, доминируют аттлютинирующие виды фораминифер *Reophax*



Фиг. 2. Схема четвертичных отложений в центральной части Баренцева моря

1 — морские осадки голоцена; 2 — ледниково-морские отложения верхнего плейстоцена — голоцена; 3 — ледниковые отложения верхнего плейстоцена; 4 — ледово- и ледниково-морские отложения верхнего плейстоцена; 5 — морские (бореальные) отложения верхнего плейстоцена; 6 — ледниковые отложения среднего плейстоцена; 7 — ледово- и ледниково-морские отложения нижнего — среднего плейстоцена; 8 — аллювиальные образования плейстоцена; 9 — мезозойские породы; 10 — опорные отражающие сейсмические горизонты

scorpinus (до 40%), *R. curtus*, *Alveolophragmium karaensis*; в алевропелитовых отложениях в значительных количествах встречаются бентосные фораминиферы *Cibicides lobatulus*, *Protelphidium orbiculare*, *Retroelphidium clavatum*. В средней части разреза обильно представлены *Melonis barleanum* и *Astrononion gallowayi* (заключение Н.И. Дружининой), свидетельствующие [19] о климатическом оптимуме голоцена. Данный комплекс фораминифер детально изучен Л.А. Дигас [7], Л.В. Поляком [18, 19], Т.А. Хусид и И.А. Сахаровой [22, 24], а также Н.И. Дружининой [8] и уверенно сопоставляется со временем послеледниковой трансгрессии. В то же время голоценовые осадки чаще всего содержат переотложенные апт-альбские палино-комплексы (определения М.В. Барковой) и единичные мел-палеогеновые диатомеи и силикофлагелляты (заключение З.В. Пушиной); тем более такое переотложение характерно для подстилающих плейстоценовых отложений.

Минеральный состав голоценовых осадков охарактеризован Д.С. Яшиным [26], выделившим их как первый литостратиграфический комплекс. В составе легкой фракции преобладают плагиоклазы в виде таблитчатых или призматических зерен, а на поднятии Персея — кварц. По составу плагиоклаз близок к среднему, но иногда встречается sdвойникованные зерна плагиоклаза кислого состава. Среди калиевых полевых шпатов господствуют таблитчатые зерна микроклина. Глаукоцит образует округлые зерна темно-зеленого цвета. В тяжелой фракции превалирует ильменит-эпидот-амфиболовая ассоциация. Амфиболы представлены роговой обманкой, иногда бесцветными зернами тремолита и сине-зелеными — глаукофана. Среди пироксенов преобладают моноклинные разновидности ряда "диопсид — геденбергит", единично присутствует эгирин. Ромбические пироксены представлены короткопризматическими зернами энстатита, реже — гиперстеном. Из гранатов превалирует альмандин. Среди глинистых минералов преобладают гидрослюда и хлорит.

В подошве послеледниковых осадков на глубинах свыше 150 м нередко фиксируется переходный слой отложений, представленный пластичными пелитами или алевропелитами с единичным гравием, диагенетическими стяжениями сухих глин, песчанистыми прослоями бежевой или "пестрой" окраски, полосчатой текстуры. Мощность слоя в грунтовых колонках составляет от первых сантиметров до 2 м и на сейсмограммах не выделяется. В комплексе фораминифер, по заключению Н.И. Дружининой, доминируют *Cassidulina reniforme* и *Retroelphidium clavatum*, а также *Islandiella norcrossi*, *Elphidium subarcticum* и др., что хорошо согласуется с данными И.А. Сахаровой [22] и Т.А. Хусид [24] для переходного комплекса фораминифер от высоко- к низкоарктическому типу. Л.В. Поляк [18, 19] считает этот комплекс весьма глубоководным; видимо, данные условия опреснения характеризуют максимум последней гляциоэвстатической регрессии, когда в глубоких впадинах центральной части шельфа [13] сохранялась система ледовитых бассейнов. Минеральный состав слоя близок к вышележащим осадкам, а в мелкогравийной фракции доля неокатанных обломков достигает 90% и более, причем преобладают обломки минералов.

Подстилающий комплекс плейстоценовых отложений имеет гораздо более сложное строе-

ние. В составе его верхнего горизонта (САГ-2-1) выделяется до трех сейсмоакустических пакетов, верхняя из которых следится (САП-2-1-1) лишь до глубин 100–150 м и формирует на сейсмограммах гряды с относительной высотой до 15–25 м, с хаотической сейсмозаписью. По выраженности в современном рельефе и характеру отложений они интерпретируются как конечные морены последнего оледенения. Такие ледниковые гряды установлены близ островов Новая Земля [2], Земля Франца-Иосифа [9], Шпицберген [28, 29] и Кольского полуострова [13], поэтому Баренцевоморский шельф по своей морфоскульптуре относится к гляциальным [1]. Ледниковые отложения (САП-2-1-1) представлены песчано-пелито-алевритовыми полимикститами с включениями щебня и дресвы, где доля неокатанных обломков достигает 100%. В осадках содержатся лишь переотложенные единичные мезозойско-кайнозойские фораминиферы. Аутигенные минералы присутствуют крайне незначительно. В легкой фракции наблюдается кварц-полевошпатовая ассоциация. Вообще минеральный состав морен определяется характером экзарированных коренных пород, о чем свидетельствует и высокое содержание эпидиота близ Новой Земли.

В обрамляющих впадинах строение верхнеплейстоценового горизонта принципиально иное. При средней мощности 20–40 м он характеризуется пунктирной или неясно-слоистой сейсмозаписью в верхах разреза и горизонтально-слоистой – в низах. Соответственно они сопоставляются с валдайскими (САП-2-1-2) и микулинскими (бореальными) отложениями. Первые в грунтовых колонках представлены алевритопелитовыми микститами с примесью песка. Комплекс фораминифер (заклечение Н.И. Дружининой) довольно разнообразен в видовом, но беден в количественном отношении; присутствуют *Retroelphidium clavatum* – до 25%, *Protelphidium orbiculare*, *Cibrononion incertus*, *Nonionellina labradorica*, *Islandiella norcrossi* – 20% и др. Т.А. Хусид относит такую микрофауну [24] к высокоарктическому типу, для нее характерны ледово- и, возможно, ледниково-морские условия. Минеральный состав осадков исследован Д.С. Яшиным [26], который выделил их в качестве среднего литостратиграфического комплекса, где в тяжелой фракции преобладают черные рудные, гранаты, эпидот. Эпидот представлен желтоватыми неправильными и полукатанными зернами. Характерно, что содержание аутигенных минералов достигает 28%, что подтверждает бассейновое происхождение осадков. Обращает на себя внимание доля углисто-глинистых сланцев в мелкогравийной фракции отложений Южно-Баренцевской впадины (более 56%), что объясняется сносом терригенного материала из северных районов, где размывались верхнеюрско-нижнемеловые породы.

Бореальные (микулинские, земские) осадки (САП-2-1-3) вскрыты грунтовыми трубками лишь на склонах Центрально-Баренцевского поднятия, где они представлены пелитовыми алевритами мягкопластичной консистенции. Комплекс фораминифер обогащен теплолюбивыми "атлантическими" формами, где Н.И. Дружининой обнаружены планктон *Neoglobobulimina pachyderma* (до 350 экз. на 100 г осадков), *N. bulloides*, а также бентосные фораминиферы: *Cassidulina laevigata* (до 80 экз.), *Islandiella islandica*, *Elhidium albiumbilicatum*, *Astrononion gallowayi*, солоноводный вид *Bulimina marginata* и др. [8]. Присутствует тепловодная фауна моллюсков [3]. В составе тяжелой фракции преобладает ильменит-гранатовая ассоциация, а из глинистых минералов преобладают хлорит и гидрослюда, в небольших количествах встречаются также монтмориллонит и гидрослюда.

Более древние ледниковые отложения в пределах нижележащего сейсмогоризонта (САГ-2-2) формируют в пределах поднятий Персея и Центрально-Баренцевского маломощные прерывистые покровы с крапчатым типом сейсмозаписи. Они сложены песчано-пелито-алевритовыми полимикститами практически без микрофауны, с повышенным содержанием щебня и дресвы, где доля верхнеюрских алевроаргиллитов на поднятии Персея достигает 81%. Это связывается с экзарацией местных мезозойских пород, а сами осадки отождествляются с донной мореной максимального (днепровско-московского) оледенения. Отложения заметно переуплотнены, в тяжелой фракции преобладают гранаты, черные рудные, иногда апатит. Повышенное (более 30%) количество пирита на поднятии Персея также объясняется литологией эродированных юрских пород [26]. Ледниковые отложения даже максимального оледенения (САП-2-2-1) не распространены глубже отметок – 200 м.

Отложения ниже (?) -среднечетвертичного звена предположительно выделены на склонах Южно-Баренцевской впадины, где трубками вскрыты алевритовые пелиты и песчано-пелито-алевритовые полимикститы серо-стального цвета, тугопластичной консистенции, с единичным мелким гравием и галькой. На сейсмограммах они образуют плащеобразные тела с пунктирно-слоистой или актиноидно-слоистой прозрачным типом записи, мощностью до 50 м. В комплексе фораминифер присутствуют примерно те же виды, что и в валдайских ледниково-морских отложениях с повышенным содержанием криофильного элемента. В тяжелой фракции наблюдается ильменит-гранат-эпидиотовая ассоциация; характерно присутствие аутигенных минералов (сидерита до 29%). Данные отложения соответствуют нижнему литостратиграфическому комплексу по схеме Д.С. Яшина [26], который формировался в ледово- и ледниково-морских условиях седиментации в результате поступления терригенного материала из разных областей питания: на западе и севере Баренцева моря, где терригенная составляющая представлена в основном гранатами, черными рудными и пиритом, источником сноса служили обна-

женные на дне мезозойские породы, а к востоку, где преобладает эпидот, материал поступал из Тимано-Уральского региона [4], вовлеченного в поднятие в эту эпоху.

Таким образом, одновременное применение сейсмостратиграфического анализа данных НСП и набора литологических и палеонтологических исследований керна грунтовых колонок позволяет охарактеризовать полную мощность и литологический состав четвертичного чехла. Его строение существенно различается в пределах впадин, где осуществлялось морское и ледово-морское осадконакопление, с одной стороны, а с другой – в пределах подвергшихся оледенениям поднятий.

Список литературы

1. Алексеев М.Н., Чистяков А.А., Шербаков Ф.А. Четвертичная геология материковых окраин. М.: Недра, 1986. 243 с.
2. Дунаев Н.Н., Аксенов А.А., Ионин А.С. и др. Арктический шельф Евразии в позднечетвертичное время. М.: Наука, 1987. 278 с.
3. Барановская О.Ф., Зархидзе В.С. Биостратиграфические аспекты кайнозойской истории Арктического шельфа (фораминиферы, моллюски) // Геологические события плиоцена и плейстоцена южных и северных морей. Уфа: Ин-т геологии Башкирск. ф-ла АН СССР, 1985. С. 16–32.
4. Баренцевская шельфовая плита / Под ред. И.С. Грамберга. Л.: Недра, 1988. 264 с.
5. Блажчишин А.И., Линькова Т.И., Кириллов О.В., Шкатов Е.П. Строение плиоцен-четвертичной толщи дна Баренцева моря на разрезе: полуостров Рыбачий – остров Земля Франца-Иосифа // Позднечетвертичная история и седиментогенез окраинных и внутренних морей. М.: Наука, 1979. С. 13–19.
6. Гриценко И.И. Сейсмостратиграфический анализ новейших отложений шельфовых зон по данным непрерывного сейсмоакустического профилирования // Кайнозой шельфа и островов Советской Арктики. Л.: ПГО "Севморгеология", 1986. С. 46–49.
7. Дигас Л.А. Количественное распределение известковых бентосных фораминифер в современных осадках Баренцева моря // Палеонтологические исследования на Украине. Киев: Наук. думка, 1980. С. 66–77.
8. Дружинина Н.И., Мусатов Е.Е. Новые данные по стратиграфии верхнекайнозойских отложений Баренцева моря // Проблемы кайнозойской палеоэкологии и палеогеографии морей Северного Ледовитого океана (тез. докл. 3-й Всесоюз. конф.). Апатиты: КНЦ АН СССР, 1989. С. 27.
9. Ельников И.Н., Гайнанов В.Г., Литвин В.М. Структура четвертичных отложений и подчетвертичной поверхности Баренцева моря по данным непрерывного сейсмопрофилирования // Четвертичная палеоэкология и палеогеография северных морей. М.: Наука, 1988. С. 93–103.
10. Зархидзе В.С. Новейший этап развития Арктического шельфа // Геология и геоморфология шельфов и материковых склонов. М.: Наука, 1985. С. 58–65.
11. Крапивнер Р.Б., Гриценко И.И., Костюхин А.И. Сейсмостратиграфия новейших отложений Южно-Баренцевского региона // Кайнозой шельфа и островов Советской Арктики. Л.: ПГО "Севморгеология", 1986. С. 7–14.
12. Крапивнер Р.Б., Гриценко И.И., Костюхин А.И. Позднекайнозойская сейсмостратиграфия и палеогеография Южно-Баренцевоморского региона // Четвертичная палеоэкология и палеогеография северных морей. М.: Наука, 1988. С. 103–124.
13. Матишов Г.Г. Дно океана в ледниковый период. М.: Наука, 1984. 176 с.
14. Меннер В.В., Гладенков Ю.Б. К детальности стратиграфических шкал // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 11. С. 5–17.
15. Мусатов Е.Е. Развитие рельефа Баренцево-Карского шельфа в кайнозое // Геоморфология. 1989. № 3. С. 76–84.
16. Онищенко С.В., Бондарев В.Н. Стратиграфия и палеогеографические особенности разрез Печороморского мелководья // Четвертичная палеоэкология и палеогеография северных морей. М.: Наука, 1988. С. 142–150.
17. Основные проблемы палеогеографии позднего кайнозоя Арктики / Под ред. И.С. Грамберга, Ю.Н. Кулакова. Л.: Недра, 1983. 263 с.
18. Поляк Л.В. Стратиграфия донных отложений района Мурманской банки по фораминиферам // Бюл. Комис. по изучению четвертичного периода АН СССР. 1984. № 53. С. 134–139.
19. Поляк Л.В. Стратиграфия и условия формирования верхнечетвертичных отложений Баренцева моря // Кайнозой шельфа и островов Советской Арктики. Л.: ПГО "Севморгеология", 1986. С. 63–75.
20. Самойлович Ю.Г., Захаренко В.М., Захаренко В.С. Методика стратиграфической интерпретации сейсмоакустических данных при мелкомасштабной геологической съемке Кольского шельфа // Геофизические исследования на Европейском Севере СССР. Апатиты: КФ АН СССР, 1983. С. 55–67.

21. *Самойлович Ю.Г., Скоробогатько А.В.* Стратиграфическое расчленение новейших отложений Кольского шельфа // Кайнозой шельфа и островов Советской Арктики. Л.: ПГО "Севморгеология", 1986. С. 15–22.
22. *Сахарова И.А.* Распределение фораминифер в верхнечетвертичных отложениях Баренцева моря // Четвертичная палеоэкология и палеогеография северных морей. М.: Наука, 1988. С. 170–176.
23. *Старовойтов А.В., Спиридонов М.А., Рыбалко А.Е., Москаленко П.Е.* Формирование молодого осадочного покрова юго-восточной части Баренцева моря // Проблемы четвертичной палеоэкологии и палеогеографии северных морей (тез. докл. 2-й Всесоюз. конф.). Мурманск: КФ АН СССР, 1987. С. 105–107.
24. *Хусид Т.А.* Палеоэкология Баренцева моря в позднечетвертичное время по фораминиферам // Бюл. Комис. по изучению четвертичного периода АН СССР. 1989. № 58. С. 105–116.
25. *Эпштейн О.Г., Лаврушин Ю.А., Валпетер А.П., Юхневич К.Б.* Четвертичные отложения юго-востока Баренцева моря и прилегающего палеошельфа // Докл. АН СССР. 1983. Т. 272. № 1. С. 180–183.
26. *Яшин Д.С., Мельничук В.Е., Кирилов О.В.* Строение и вещественный состав донных отложений Баренцева моря // Геологическое строение Баренцево-Карского шельфа. Л.: ПГО "Севморгеология", 1985. С. 101–115.
27. *Björlykke K., Bue B., Elverhøi A.* Quaternary sediments in the north western part of the Barents Sea and their relation to the underlying Mesozoic bedrock // *Sedimentology*. 1978. V. 25. № 2. P. 227–246.
28. *Elverhøi A., Bomstad K.* Late Weichselian glacial and marine sedimentation in the western, central Barents Sea // *Norsk Polarinst. Rapp.* 1980. № 3. P. 1–29.
29. *Elverhøi A., Solheim A.* The Barents ice sheet – a sedimentological discussion // *Polar Res.* 1983. V. 1. № 1. P. 23–42.
30. *Solheim A., Kristoffersen Y.* Sediments above the upper regional unconformity: thickness, seismic stratigraphy and outline of the glacial history // *Norsk. Polarinst. Skrifter*. 1984. V. 179. P. 3–26.
31. *Vorren T.O., Hald M., Lebesbye E.* Late Cenozoic environments in the Barents Sea // *Paleoceanography*, 1988. V. 3. № 5. P. 601–612.
32. *Zarkhidze V.S., Samoilovich Yu.G.* Late Cenozoic stratigraphy and paleoceanography of the Barents Sea // *The Arctic Seas*. 1989. P. 721–728.

ПГО "Севморгеология",
Санкт-Петербург

Поступила в редакцию
14.1.1991

УДК 553.411.44/552.54 (551.71.72)

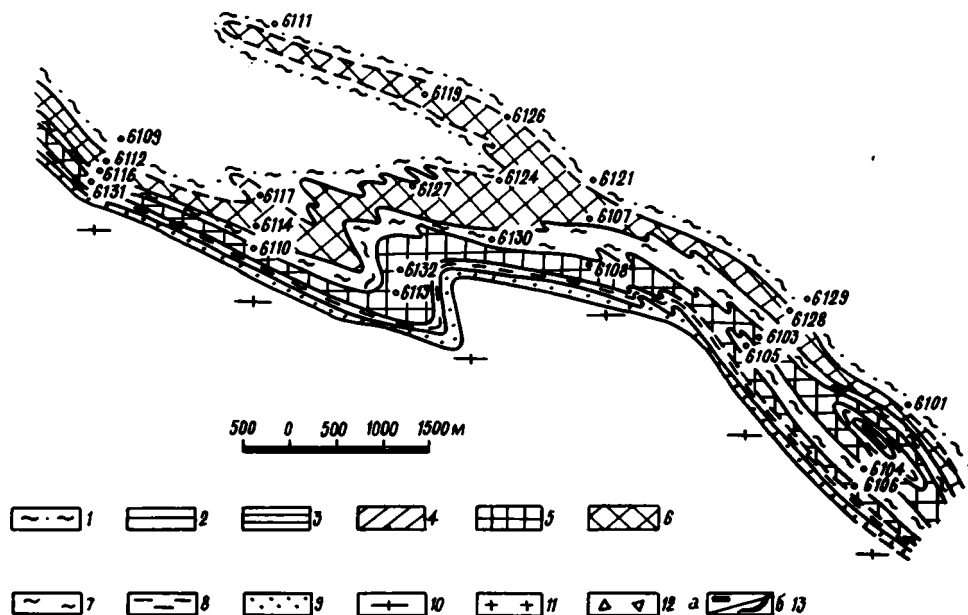
© 1992 г.

Щёголев И.Н., Ильяш В.В., Холин В.М., Лебедев И.П.

СТРАТИФОРМНОЕ ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТО-КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ДОКЕМБРИЯ

Кристаллический фундамент Курской магнитной аномалии (КМА) в геологическом отношении изучен весьма неравномерно. Возможно, это в какой-то мере объясняет то, что здесь до сих пор не обнаружено промышленных месторождений золота.

В работе [4] описаны проявления золота в конгломерато-метапесчаниковых толщах стойленской свиты на ряде участков Северо-Восточной и Юго-Западной аномальных полос. Золото в конгломератах наблюдается как самородное, так и связанное с пиритом и пирротинном. Авторы относят эти проявления к осадочно-метаморфогенному типу по аналогии с известными месторождениями Витватерсранда. Этими же исследователями описано Тимское проявление, где повышенные содержания золота отмечаются в прожилках кварц-сульфидного состава, секущих метаосадочные породы (сланцы, метапесчаники) оскольской серии. Проявлениям золота в породах докембрия в пределах Тим-Ястребовской синклинали структуры посвящены более поздние работы [6, 12]. Здесь приводится характеристика золотоносности всех трех структурных ярусов (архейского, раннепротерозойского, ранне- и среднепротерозойского). Описаны золото-сульфидно-кварцевое и золото-полиметаллическое оруденение в зоне разломов, секущих амфиболитовые толщи архейского яруса. Золото-сульфидное оруденение второго яруса описано для месторождений железистых кварцитов юго-восточного замыкания Тим-Ястребовской синклинали. Генетически оно связывается с гидротер-



Фиг. 1. Схематическая геологическая карта Панковского месторождения железистых кварцитов КМА

1 – сланцы перекрывающей толщи (PR_1, kr_1); 2 – безрудные кварциты; 3 – тонкополосчатые кварц-карбонатные породы; 4 – малорудные железистые кварциты; 5, 6 – железистые кварциты соответственно нижнего (PR_1, kr_1) и верхнего (PR_1, kr_2) рудных горизонтов; 7 – сланцы внутреннего горизонта (PR_1, kr_2); 8 – подрудные сланцы стойленской свиты (PR_1, st_2); 9 – метапесчаники стойленской свиты (PR_1, st_1); 10 – серые плагиогнейсы; 11 – микроклиновые граниты; 12 – зоны брекчирования; 13 – сульфидная минерализация (а – к фиг. 4, б – к фиг. 5)

мальной переработкой пород в зонах разломов. Верхний структурный ярус характеризуется наличием проявлений золота в милонитизированных диабазах и сланцах, в скарнированных вулканических брекчиях тимской свиты, а также в карбонатных породах щигрово-оскольской свиты, где золото ассоциирует с флюоритом.

Золото выявлено в хвостохранилищах обогатительных фабрик, перерабатывающих железистые кварциты [12]. Это обстоятельство заставляет обратить внимание на проблему золотосодержащих формаций железистых кварцитов, учитывая масштабность их промышленного освоения на КМА.

Настоящая работа посвящена геологии и генезису одного из проявлений золота на месторождениях железистых кварцитов, которое можно считать новым (для КМА) формационным типом (фиг. 1).

В докембрийской части разреза земной коры КМА выделено [9] несколько формаций железистых кварцитов, которые представлены различными парагенезисами пород и обычно различаются по степени метаморфических преобразований. Все это определяет особенности геохимии золота в каждой формации, в том числе и возможности его концентраций.

Железисто-кремнисто-сланцевая формация в составе раннепротерозойской курской серии на КМА – единственная, железистые кварциты которой являются в настоящее время промышленными рудами на железо. В связи с этим по сравнению с другими формациями она наиболее изучена. Вопросы же золотосодержащих ее во многом остаются открытыми.

Рудопоявление золота расположено в пределах юго-западного замыкания Тим-Ястребовской грабен-синклинали, где структура железисто-кремнисто-сланцевой формации становится более простой и прослеживается в геофизических полях в виде аномальной полосы шириной 600–900 м; сначала простирается субширотное, затем резко меняется на южное. Как показали результаты буровых работ, аномалии обусловлены двумя горизонтами железистых кварцитов, разделенных сланцевым. Строение формации в целом типичное для Старооскольского района. Подстилающими для нее являются породы архейского комплекса, которые на участке представлены супракрустальными образованиями (порфириды, гнейсы) михайловской серии, мигматизированными микроклиновыми гранитами и серыми плагиогранитами. По особенностям минерального состава и характеру структурных соотношений

установлено наличие как архейских (докурских) гранитоидов (в основном серых плагиогранитов), так и более поздних — посткурских. Здесь также вскрыты жильные тела биотит-карбонатных пород, даек диорит-порфиров, доломит-хлорит-талковых пород.

МИНЕРАЛОГО-ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

По сравнению с большинством месторождений железистых кварцитов КМА в пределах описываемого рудопоявления железисто-кремнисто-сланцевая формация имеет ряд литологических особенностей, которые оказывали влияние на характер распределения золота в ее породах. Прежде всего необходимо отметить карбонатный фон осадконакопления в целом для всей нижней трансгрессивной части курской серии, интенсивность карбонатообразования на стыке алюмосиликатных и железистых фаций, мощное сульфидное оруденение в пределах карбонатных фаций, несущее золото с содержанием выше кларкового. Последующие процессы метаморфизма этих осадочных толщ при значительном карбонатном петрофиде и насыщенности водно-углекислыми флюидами способствовали формированию жильных и метасоматических тел силикатно-карбонатных пород, миграции и переотложению сульфидов и золота.

Другая особенность месторождения, которая, на наш взгляд, связана с литогенезом, — широкое развитие щелочноамфиболовых и эгириновых разностей железистых кварцитов. Традиционно считалось, что щелочные амфиболы и эгирин в кварцитах связаны с проявлением щелочного метасоматоза. Тем не менее имеются и иные взгляды на их природу, в том числе и такие, которые предполагают появление их в связи с особенностями первичного состава железистых осадков [1, 5]. А.А. Глаголев [1], отмечая очевидность метасоматического характера минерализации, обращает внимание на региональный характер ее распространения и небольшое число подвижных компонентов, что характерно для обычного метафор-мизма.

Рибекит и эгирин в пределах месторождения широко распространены и тесно ассоциируют в железистых кварцитах с карбонатом. Наблюдение над взаимоотношениями минералов в шлифах показывает, что эгирин образуется, как правило, раньше рибекита, но они часто соседствуют в тонких смежных слоях, однако замещений рибекитом эгирина не отмечалось, что дает основание полагать равновесное сосуществование этих минералов, по крайней мере в одинаковых температурных условиях.

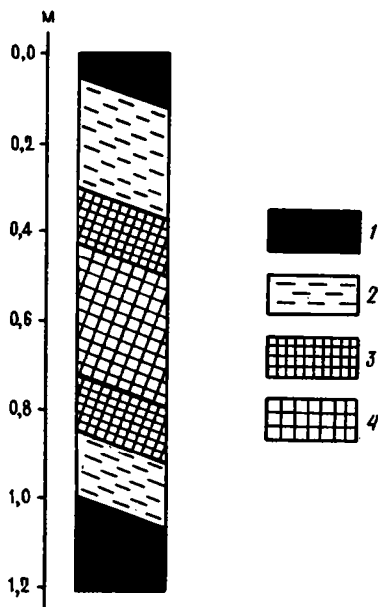
Результаты хроматографического анализа состава декрипитизированных микровключений в минералах железистых кварцитов показывают доминирование во флюиде при кристаллизации щелочных минералов углекислого газа над водой так же, как и для магнетита с кварцем. В то же время в минералах, образованных в железистых кварцитах в результате наложенных процессов гранитизации, наблюдается обратное соотношение, в связи с этим представляется возможным считать условия минералообразования щелочных минералов (рибекита и эгирина) и минералов регионального метаморфизма сходными и предположить их сингенетичность. Учитывая тот факт, что натровые амфибол и пироксен присутствуют только в железистых кварцитах и количественное распределение их зависит от фациального типа железистых кварцитов, в качестве источника можно предположить первичные железистые осадки, содержащие содовые минералы. Последние легко разлагались уже в начальной стадии метаморфизма, насыщая натрием и углекислым газом метаморфогенный флюид.

Если исходить из таких позиций, то становится более понятным и генезис так называемых карбонат-биотитовых "даек". Распространение их ограничивается толщей железистых кварцитов, причем чаще всего они располагаются среди без- и малорудных карбонатных фаций железистых кварцитов. Секущие тела их встречаются редко. Отмечалось их четко выраженное зональное строение. Центральные части сложены крупнозернистой биотит-карбонатной породой, периферийные — мелкозернистой карбонат-биотитовой, а залыбанды — монорибекитовым агрегатом. Такой характер строения жил свидетельствует об их биметасоматическом генезисе. При этом взаимодействовали компоненты, присутствующие в железистых кварцитах (в том числе натрия), и привнесенные более подвижные компоненты — CO_2 и K (фиг. 2).

В нижней толще железистых кварцитов среди малорудных и безрудных широкополосчатых железистых кварцитов нередко встречаются маломощные (до 0,2 м) золотоносные пиритовые слои, согласные с полосчатостью. Они неоднократно появляются в этой части разреза, всегда располагаясь между слоями мелкощучятого стилищомелана с крупными порфировидными выделениями микроклина и слоями пелитоморфного кварцита. Наличие микроклина придает этим слоям облик жильных образований, однако, как будет показано ниже, микроклин здесь аутигенный, и наблюдаемая полосчатость является скорее всего отражением первичной слоистости осадка или его метаморфогенной дифференциации.

МЕТАМОРФИЗМ

Последующие после литогенеза процессы преобразования пород играли определенную роль в перераспределении масс вещества, в том числе и золота. На месторождении широко развиты разнообразные исходные литологические типы пород: 1) метапелиты, бедные каль-



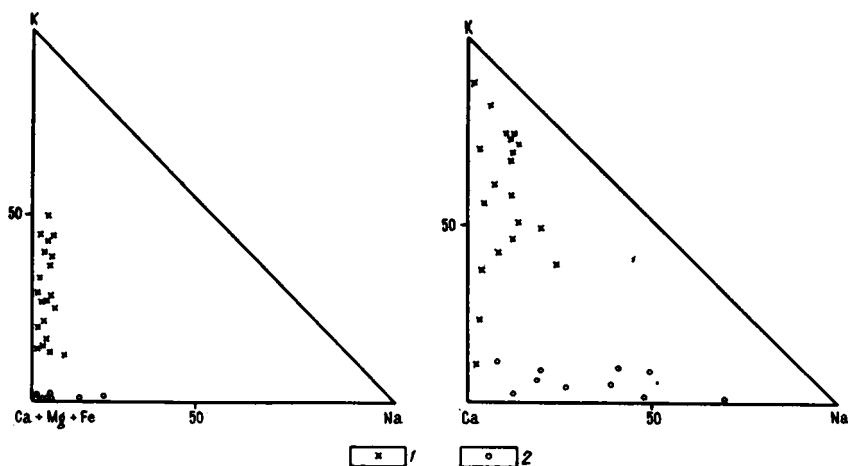
Фиг. 2

Фиг. 2. Зеркально-симметричное строение биметасоматических жил

1 — железистые кварциты; 2 — мономинеральные зоны щелочного амфибола; 3 — мелкозернистые биотит-карбонатные зоны; 4 — крупнозернистый кальцит

Фиг. 3. Проекция составов метапелитов и железистых метасадков на диаграммах К — Са — Na и К — Са + Mg + Fe — Na

1 — метапелиты; 2 — железистые метасадки



Фиг. 3

цием; 2) карбонатные породы; 3) железистые кварциты, представленные заметно различающимися по химизму литолого-фацialsными разновидностями. Такое разнообразие затрудняет точную оценку термодинамических параметров метаморфизма по минеральным парагенезисам ввиду того, что они определялись не только температурой и давлением, но и высокой активностью флюидов и подвижных компонентов (воды, углекислоты, калия, натрия), содержащихся в заметном количестве в осадках курской серии.

В метапелитах, бедных калием, широко развит парагенезис серицита с биотитом и хлоритом, характеризующий условия субфации биотит-хлоритовых сланцев фации зеленых сланцев. Незначительное развитие хлорита обусловлено спецификой исходных осадков, бедных магнием, но достаточно насыщенных калием, что привело в процессе литогенеза и метаморфизма к образованию в дальнейшем собственной минеральной фазы — аутигенного калиевого полевого шпата с орбикулярной структурой зерен. В метапелитах, обогащенных железом (сланцы в зоне контакта с железистыми кварцитами), имеет место специфический парагенезис: зеленая слюда (ферристильномелан, биотит ?) — магнетит-кварц-калиевый полевой шпат, — в котором последний образует сферолиты, рассеянные в слюдином тонкокристаллическом агрегате. С повышением степени метаморфизма наблюдается увеличение зернистости

в сланцах и появление гранобласт граната и андалузита, что имеет место лишь в перекрывающих сланцах верхней свиты. В сланцах более низких стратиграфических уровней граната нет вовсе, что свидетельствует о различных условиях метаморфизма в пределах разных частей разреза курской серии. Можно говорить о зональности метаморфизма, которая совпадает с симметричной структурой самой серии. При этом наименее метаморфизованы сланцы внутрирудных горизонтов средней свиты, а наиболее — перекрывающие сланцы верхней свиты.

В разрезах практически любого месторождения железистых кварцитов КМА всегда можно отметить меньшую степень метаморфизма внутрирудных метapelитов по сравнению с теми из них, что залегают по периферии железорудных толщ. По-видимому, такое явление, имеющее общий закономерный характер, легче всего объяснить физическими свойствами железистых кварцитов, а именно их высокой теплопроводностью, вследствие чего их толщ, особенно наиболее мощные, выполняют роль теплопроводов. Внутрирудные сланцы вследствие этого прогревались относительно меньше.

Количественно параметры *P*, *T*-условий метаморфизма пород курской серии на участке оцениваются по парагенезисам метapelитов, бедных кальцием. При этом, учитывая отсутствие пиррофиллита, находки редких порфировласт андалузита, температурный диапазон метаморфизма лежит в пределах 350–450° С, а наиболее вероятные значения общего давления были в пределах 1,5–3,5 кбар, что отвечает региональному режиму метаморфизма в условиях средне- и высокотемпературных субфаций фации зеленых сланцев и умеренных давлений.

ДОМЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ПОРОД КУРСКОЙ СЕРИИ

Предшествующие исследования [7, 8] убедительно показали, что курская серия на КМА повсюду сложена метаосадочными породами, среди которых выделяются три группы: 1) кластогенные, 2) пелитовые, 3) хемогенные.

В то же время курская серия в пределах характеризуемого рудопроявления золота имеет ряд особенностей строения и состава пород.

Прежде всего следует отметить отсутствие заметно развитого метаморфизованного элювия на архейском цоколе. Маломощная песчаниковая подсвита стойленской свиты. Метapelиты в основном представлены тонкозернистыми разностями. Они плохо сортированы, значительная часть (до 15–20%) обломочного материала в них представлена полевым шпатом. В связующей массе была существенной примесь глинистого материала (превращенного в кварц-слюдистый тонкозернистый агрегат). Плохую сортировку первичного материала подтверждают и результаты гранулометрического анализа реликтового циркона.

Согласно реконструкциям по методу Н.П. Семененко [11], метapelиты представлены широкими рядами составов, от класса собственно алюмосиликатных до класса глиноземо-магнезиально-железисто-кремнистых отложений. Значительная часть метapelитов нижней (стойленской) свиты относится к классу собственно алюмосиликатных пород, а в зоне перехода к железистым кварцитам — к классу железисто-магнезиально-алюмосиликатных. Часть метapelитов, примыкающих непосредственно к железорудной толще, относится к классу щелочно-алюмо-алюмосиликатных пород. Согласно реконструкциям по методике А.А. Предевского [10], пелитовые отложения имели переменный минеральный состав, зависящий главным образом от положения в разрезе. Метapelиты стойленской свиты представляли собой в основном каолинт-гидрослюдистые глины, а в составе глин среди железистых осадков и перекрывающих их отложений преобладали хлориты со значительной примесью монтмориллонита. Все типы метapelитов при этом характеризуются избыточным содержанием калия и кремнезема. В метapelитах по мере приближения к толще железистых осадков постепенно увеличивалась доля железистого хлорита (лептохлорита).

Железистые кварциты отличаются значительными колебаниями содержаний SiO_2 при относительно низком его общем содержании, значительными количествами Na_2O , MgO , CaO . Установлена линейная зависимость между содержаниями Na и Ca, а также Na и $\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}$. Проекции составов метapelитов на диаграмме состав — парагенезис располагаются вдоль линии $\text{K} - \text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}$ (фиг. 3), а железистых осадков — вдоль линии $\text{Ca} - \text{Na}$, что отражает общую закономерность поведения Na и K в процессе осадочной дифференциации. Это дает основание предполагать, что Na (как и K) присутствовал в составе первичного осадка, на что может указывать также отсутствие корреляции между Na и K — явление, характерное именно для седиментогенеза. Накопление калия в основном происходило в глинистых отложениях, а натрия — в железисто-кремнисто-карбонатных. Таким образом, можно сделать вывод, что здесь существовала специфическая зона бассейна седиментации железисто-кремнисто-пелитовых осадков с устойчивым карбонатным фоном осадконакопления и, возможно, с условиями локального развития эвапоритовых фаций.

Постепенное изменение первичного гранулометрического состава осадков в разрезе серий от грубообломочных в основании до хемогенных (толща железистых кварцитов), а затем снова к терригенным (верхняя сланцевая толща) подтверждается характером изменения размеров реликтового циркона по разрезу серии, который хорошо согласуется с изменениями химического состава пород, особенно Al, Si, Fe. В высокожелезистых сланцах и железистых кварцитах циркон отсутствует.

В составе метапесчаников присутствуют обломочные цирконы с признаками, являющимися типоморфными для кислых вулканитов, метаморфизованного элювия по серым тоналитовым гнейсам, архейским гранитам Яковлевского типа, что прямо указывает на петрографические особенности размываемых в курское время областей сноса. Присутствие в перекрывающих сланцах циркона с признаками происхождения из расплавов магм щелочного состава может служить индикатором времени формирования щелочных интрузий в данном районе, интересных в связи с возможностью обнаружения апатитового, редкометалльного оруденения и алмазов.

ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Сульфидная минерализация в породах курской серии проявлена фактически повсеместно, но имеет преимущественно строгую стратиграфическую приуроченность и связана с определенными литологическими типами пород, где сульфиды являются сингенетичными минералами. В то же время здесь отчетливо проявлены признаки вторичного переотложения сульфидов. Сульфидная минерализация отмечается также и в связи с мелкими дайками кислого и основного состава.

Золото установлено в различных генерациях пирита. Повышенные содержания зафиксированы в достаточно широком диапазоне разреза и латерали курской серии. Однако распределение концентраций имеет весьма неравномерный характер.

Изучение закономерностей размещения сульфидного оруденения и связанного с ним золота позволяет отнести его к стратиформному типу. Пространственно и генетически оно связано с полосчатыми кварц-карбонатными, реже маложелезистыми магнетит-кварц-карбонатными образованиями, и в основном в той части их разреза, которая контактирует с углеродистыми сланцами.

Последние служили геохимическим барьером, так как в этой пограничной зоне фациально-го профиля седиментационного бассейна создавались переходные к резко восстановительным условия, где железо, восстановленное до двухвалентного, связывалось с серой, образуя богатые сульфидные руды как вкрапленные, так и массивные.

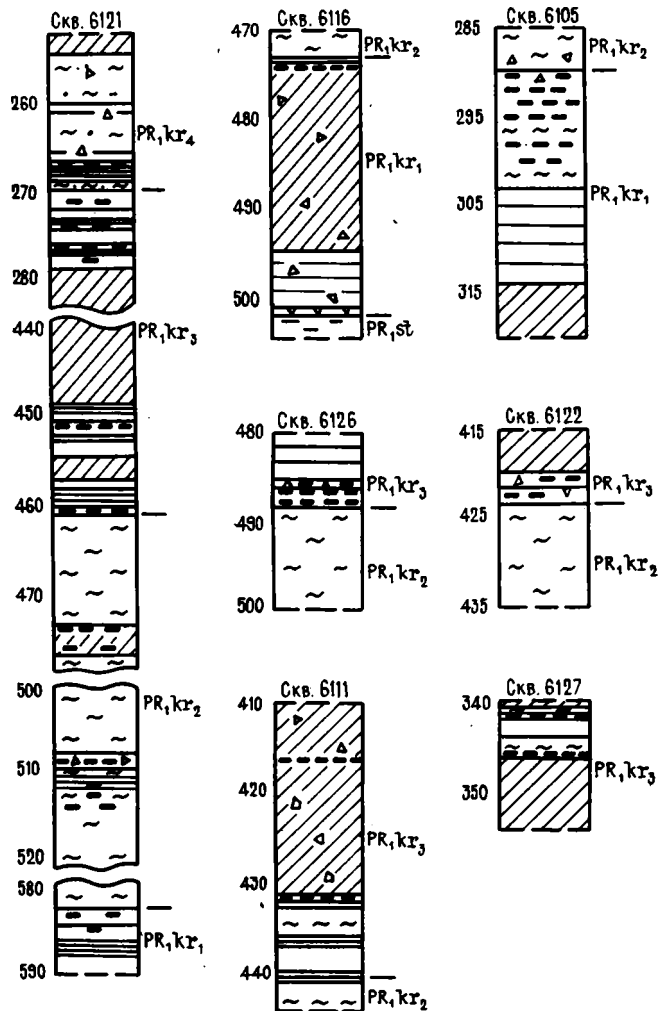
Подобные образования ранее описаны Н.А. Плаксенко [7] для Лебединского, Осколецкого, Коробковского месторождений и выделены как "аномальная" фация железорудного профиля. Первично-осадочная природа этих руд была доказана в свое время Б.Д. Клягиш [3], но на предмет золотонности они не изучались.

Горизонты углеродистых сланцев как геохимические барьеры, осаждающие сульфиды, могли играть эту роль и на стадии преобразований уже литифицированных отложений, и даже позже — на стадии их метаморфизма. Этот вывод подтверждается тем, что сульфиды более поздних генераций пространственно тяготеют к тем же участкам, что и сингенетичные — к контакту сланцев и карбонатных пород. На стыке их часто фиксируются зоны дробления, что обусловлено полярными механическими свойствами (так называемые слои различной компетенции) относительно пластичных сланцев и жестких — кварц-карбонатных пород с значительно различающимися модулями упругости. Поэтому дроблению в основном подвергались кварц-карбонатные породы в приконтактной зоне. Обломки брекчий цементируются карбонатами и сульфидами, которые по особенностям состава весьма схожи с сингенетичными, что свидетельствует о местном источнике вещества и незначительности масштабов его переноса. Вывод важен, так как существуют предположения о том, что карбонатизация является наложенной и связана с карбонатитовыми стадиями формирования Дубравинского интрузива ультраосновных и щелочных пород.

Сульфидная минерализация (в основном пиритовая) проявлена главным образом в породах курской серии. Рассмотрим более подробно характер минерализации на различных стратиграфических ее уровнях (фиг. 4, 5). В отдельных протоочках из минералогических проб метапесчаников стойленской свиты обнаружены в незначительном количестве совместно галенит и арсенопирит. Галенит характеризуется повышенным содержанием серебра. Появление этих минералов в метапесчаниках связано скорее всего с внедрением интрузий основных пород, которые вскрыты в скважине, где обнаружены эти минералы.

Филлитовидные углеродистые сланцы верхней части стойленской свиты характеризуются рассеянной аутигенной пирит-пирротиновой минерализацией, имеющей в основном послонный характер. Здесь же находятся пириты в более поздней генерации, которые фиксируются на плоскостях зеркал скольжения в виде тонких секущих прожилков. Такой же характер минерализации наблюдается в сланцах внутрирудного горизонта, в толще железистых кварцитов.

Пиритовая минерализация относительно слабо проявлена в мало- и безрудных кварцитах основания железорудной толщи (на контакте со сланцами стойленской свиты). Скорее всего это связано с литологическими особенностями контактируемых пород этого стратиграфического уровня. Сланцы стойленской свиты малотуглеродистые, а вышезалегающие кварциты преимущественно мономиктовые кварцевые (безрудные кварциты) и практически не содержат карбоната (пирит тесно ассоциирует в более верхних оруденелых горизонтах именно с карбонатом). Интенсивная пиритизация малорудных кварцитов вблизи контакта со стойленской свитой отмечена лишь в одной скважине. При этом безрудные кварциты (пласт

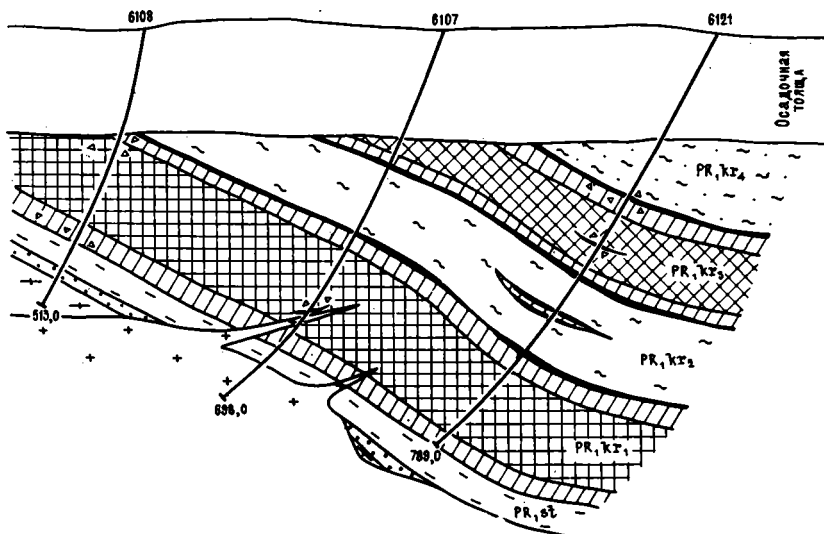


Фиг. 4. Фрагменты колонок (по скважинам) по зонам золото-сульфидной минерализации
Условные обозначения см. фиг. 1

мощностью 12 м), отделяющие сланцы от пиритизированных малорудных, минерализацией не затронуты. Зона пиритизации мощностью ~100 м представляет собой катаклазит малорудных железистых кварцитов. Смещение обломков незначительное и доля цементирующей массы невелика. Однако имеются интервалы (от 20 до 40 м), где пирит достигает 50% от массы породы.

В большей степени оруденелыми (пиритом, пирротинном) являются кварциты верхней части нижнего железорудного горизонта и нижней части верхнего горизонта, т.е. приконтактные части железистых кварцитов с внутрирудным горизонтом сланцев. Сланцы этого горизонта филлитовидные темно-серые до черного, за счет значительной примеси углеродистого вещества. Кварциты приконтактных зон близки по составу. Они или кварц-карбонатные, или магнетит-кварц-карбонатные, образованы чередующимися мономинеральными или смешанного состава слойками. Карбонат в них количественно преобладает (60–30 %). Сульфиды (в основном пирит) концентрируются в безрудных кварцитах, реже оруденелыми оказываются сланцы в части, непосредственно прилегающей к кварцитам. При этом они заметно катаклазированы. Оруденение местами очень интенсивное послойно-вкрапленное, вплоть до образования массивных руд. Мощность оруденелых зон колеблется от первых сантиметров до 30 м. Зоны пирротинной минерализации в железистых кварцитах мощностью до десятков метров более редки.

Без- и малорудные железистые кварциты на контакте с перекрывающими сланцами редко



Фиг. 5. Схематический геологический разрез Панковского месторождения железистых кварцитов

Условные обозначения см. фиг. 1

несут сульфидную минерализацию, так как чаще имеют не карбонатный, а силикатный состав (кварц + куммингтонит + гранат).

Пиритовая минерализация незначительно проявлена в зонах дробления и выщелачивания рудных железистых кварцитов. При этом пирит здесь относится к наиболее поздней генерации; выполняет в виде щеток стенки пустот выщелачивания. Железистые кварциты в этих зонах сильно окислены, а пирит остается свежим.

Пиритовая минерализация незначительно проявлена также в связи с жильными образованиями. Она отмечена на контактах микроклиновых гранитов и железистых кварцитов, метасоматических биотит-карбонатных жил со сланцами, в секущих жилах кварц-карбонатного состава.

Сингенетичный пирит в безрудных карбонатных кварцитах в основном представлен звездчатыми кубического габитуса кристаллами, вкрапленными в карбонатную массу или в чешуйчатых скоплениях зеленого биотита (ферростильномелана?).

В минерализованных сланцах пирит чаще всего представлен агрегатами угловатых зерен, реже здесь имеются звездчатые зерна в форме куба, октаэдра, пентагондодекаэдра. Отмечаются своеобразные мелкокристаллические агрегаты октаэдрических кристаллов.

В зонах выщелачивания рудных железистых кварцитов пирит представлен крупными звездчатыми зернами кубического габитуса с множеством мелких включений кварца и магнетита. В цементе брекчий пирит часто наблюдается в сростках с бурым биотитом.

В биотит-карбонатных метасоматических жилах пирит в виде крупных кубической формы кристаллов включен в карбонатную массу, рассеян в приконтактных слоях вмещающих пород.

Из сравнения составов пиритов можно отметить следующее. Сингенетичные пириты характеризуются повышенным содержанием висмута, который не характерен для более поздних генераций. В первых больше и чаще встречаются серебро, медь, а во вторых — кобальт. В пирите из смешанных пирит-пирротиновых жил в сланцах и кварцитах устанавливаются повышенные содержания никеля. В пирротине же более высокие содержания Ni и Co, чем во всех пиритах.

Заметно отличается по составу поздний пирит из зон выщелачивания рудных железистых кварцитов. Содержания As (до 0,1 %), Ti (до 0,06 %), V (0,001 %), Cu (0,014 %) в несколько раз более высокие, чем в сингенетичном пирите, а содержания Mo (0,035 %), Ni (0,07 %), Co (0,1 %) на два порядка выше.

Спектрохимическим анализом золота обнаружено в различных генерациях пирита¹. Наиболее высокими и стабильными содержаниями (0,5 — 1 г/т) отличается мощная (30 м) зона оруденения в карбонатных кварцитах. При этом золото содержится как в сингенетичном

¹ Количественный спектральный и спектрохимический анализы пиритов выполнены в Бронницкой ГТЭ.

пирите из карбонатных полосчатых пород, так и в пирите из катаклазированных магнетит-кварц-карбонатных кварцитов.

Повышенные содержания золота установлены в сингенетичном пирите ряда интервалов карбонатных кварцитов верхней толщи (PR_1kr_3) на контакте с перекрывающей толщей (PR_1kr_4) и в пирите мало- и безрудных кварцитов зоны нижнего контакта со сланцами внутрирудного горизонта. Мощность оруденения не превышает первых метров. Золото зафиксировано ($\sim 0,1$ г/т) также в маломощных пиритизированных зонах дробления карбонатных кварцитов на контакте со сланцами внутрирудного горизонта (PR_1kr_1). Мощность пиритизированных зон здесь не превышает 2–4 м.

В пиритах из зон выщелачивания рудных железистых кварцитов содержание золота не превышает 0,003–0,006 г/т. С таким же содержанием обнаружено золото в пирите из микроклин-биотит-карбонатных слоев.

Таким образом, наиболее повышенные содержания золота связаны с наиболее мощными зонами сингенетичного сульфидного оруденения. Этот вывод важен, так как ориентирует на изучение золотоносности этого типа оруденения в железисто-кремнисто-сланцевой формации, внимания которому на КМА ранее не уделялось. Оруденение имеет типичный стратиформный характер. Золото в основном обнаружено в микрорудных концентрациях, однако в зонах интенсивной гидротермальной переработки можно ожидать и промышленные концентрации.

Список литературы

1. Глаголев А.А. Метаморфизм докембрийских пород КМА. М.: Наука, 1966. 158 с.
2. Захаров Е.Е., Захаров В.С., Крестин Е.М., Юшко С.А. Карбонатные породы докембрия центральных районов Русской платформы и перспективы нахождения в них промышленного оруденения // Изв. вузов. Геология и разведка. 1971. № 12. С. 3–17.
3. Клагин Б.Ю. О магнетито-карбонатных рудах в толще железистых кварцитов Курской магнитной аномалии (КМА) // Геология руд. месторождений. 1959. Т. 2. С. 21–24.
4. Кононов Н.Д., Леоненко И.Н., Дунай Е.И. Золотоносность кристаллического фундамента Воронежской антеклизы // Материалы по геологии и полезным ископаемым центральных районов европейской части СССР. М., 1970. Вып. 7. С. 140–149.
5. Лебедев И.П., Чистяков В.П. О природе эгирина в железистых кварцитах КМА // Изв. вузов. Сер. геол. 1986. № 8. С. 29–33.
6. Легедза В.Я. Золотоносность юго-восточной части КМА в связи с особенностями геологического строения: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ЦНИГРИ, 1971. 160 с.
7. Плаксенко Н.А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1966. 263 с.
8. Плаксенко Н.А., Ильаш В.В. Соотношение размерных фракций циркона как индикатор генезиса метаморфизованных пород // Акцессорные минералы горных пород. М.: Наука, 1985. С. 60–61.
9. Плаксенко Н.А., Щёголев И.Н. Основные черты металлогении супракrustальных комплексов докембрия КМА // Вопросы геологии КМА. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1977. С. 3–11.
10. Преодовский А.А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. 152 с.
11. Семенов Н.П. Метаморфизм подвижных зон. Киев: Наук. думка, 1966. 298 с.
12. Шелихов А.Н. Особенности геологического строения и перспективы золотоносности Тим-Ястребовского грабен-синклинали КМА: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ЦНИГРИ, 1975. 151 с.

Воронежский государственный
университет

Поступила в редакцию
12.II.1991 г.

МЕТОДИКА

УДК 552.08

© 1992 г.

Осовецкий Б.М.**МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ДИАГРАММЫ И ИХ ПРИМЕНЕНИЕ
В ЛИТОЛОГИИ**

Дробный минералогический анализ песков широко применяется при изучении процессов механической дифференциации обломочного вещества, обосновании принципа гидравлической эквивалентности и в других направлениях литологии [4, 5, 7–14]. При этом в качестве предварительной операции производится детальный гранулометрический анализ. Выделенные на дробном наборе сит узкоразмерные классы обломочных частиц разделяют в тяжелой жидкости.

Различные авторы обычно выбирали произвольные границы дробных гранулометрических интервалов с учетом задач исследования и наличия в их распоряжении того или иного набора сит. В последние годы широкое признание в нашей стране получила шкала γ -Батурина, поскольку распределение обломочных частиц осадков в первом приближении отвечает логнормальному закону [1, 5, 9, 10]. Соответствующие данной шкале сетки выпускаются отечественной промышленностью. Механизация гранулометрического анализа с применением ротата не только облегчает процедуру рассева в техническом отношении, но и обеспечивает высокую производительность и достаточную воспроизводимость результатов. Последующая операция разделения в тяжелой жидкости для узкоразмерных классов частиц эффективнее, чем для широкоразмерных или нерасситованных образцов. Связано это с тем обстоятельством, что соответственно крупности обломочных зерен может быть выбрана оптимальная продолжительность процесса разделения.

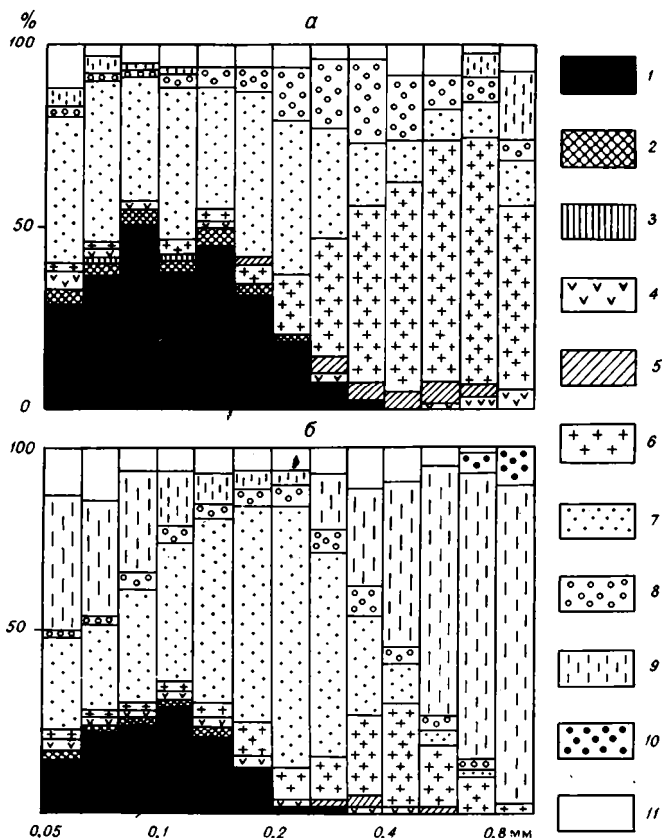
Отмеченные особенности подготовительных операций к дробному минералогическому анализу достаточно хорошо изучены. Оработана также методика количественного определения содержаний минералов. К сожалению, иначе обстоит дело с интерпретацией результатов.

При обработке результатов дробного минералогического анализа тяжелой фракции терригенных отложений применяют различные способы графического изображения и усреднения данных. Тем не менее отразить многие особенности дифференциации минералов не удается. Это обусловлено, с одной стороны, непостоянством минерального состава в различных узкоразмерных классах и литолого-фациальных типах отложений, с другой – неразработанностью соответствующих статистических методов. Проблема прежде всего связана с весьма значительным объемом информации, которая подлежит статистической обработке. Так, при минералогическом анализе по десяти узкоразмерным классам (в интервале 0,5–0,05 мм) из 20 образцов отложений с определением 20 минеральных видов исследователь получает 4000 цифр содержаний минералов.

Традиционные приемы представления результатов дробного минералогического анализа можно объединить в две группы. Первая группа – способы, характеризующие изменение содержаний минералов по узкоразмерным классам. При этом в отложениях разного гранулометрического состава распределения содержаний одного и того же минерала по узкоразмерным классам заметно различаются (фиг. 1). Конечно, желательнее учесть результаты всех частных анализов, однако их представление в таблицах, на графиках или диаграммах было бы чрезвычайно громоздким и не наглядным, а выборочное сравнение результатов отдельных анализов – неполным.

Вторая группа – способы, отражающие изменение минерального состава узкоразмерных классов по литологическим типам отложений. При этом минеральный состав каждого класса меняется в зависимости от литолого-фациальной обстановки осадконакопления по-разному. В связи с большим количеством узкоразмерных классов и минеральных видов возникает та же трудноразрешимая проблема наглядного и полного представления фактического материала.

Фактор, осложняющий использование информации в виде частных данных, – невысокая точность результатов минералогического анализа. Причинами являются ограниченная выборка



Фиг. 1. Минеральный состав узкоразмерных классов тяжелой фракции современного аллювия верхнего течения р. Вятки (а – галечник, б – песок разнозернистый с гравием)

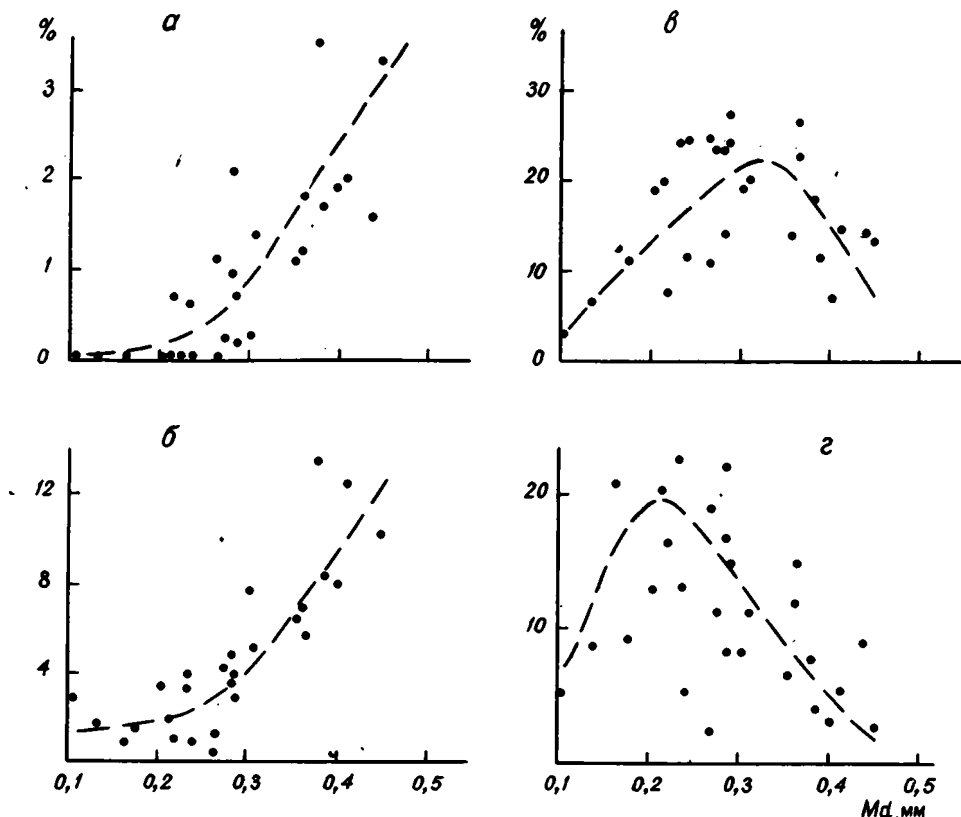
1 – черные железорудные минералы (магнетит, хромит, ильменит, гематит); 2 – циркон; 3 – рутил; 4 – лейкоксен; 5 – кианит; 6 – ставролит; 7 – группа эпидота; 8 – гранаты; 9 – гидрогётит; 10 – обломки пород; 11 – прочие минералы

зерен, по которой определяется минеральный состав (обычно 300–500), технические ошибки при выделении тяжелой фракции и определении минералов, небольшой исходный объем проб и иногда малое содержание в них тяжелой фракции. Поэтому даже в узкоразмерном классе осадков близкого гранулометрического состава содержания минералов колеблются в достаточно широких пределах (фиг. 2).

Несомненный интерес представляют способы обработки результатов дробного минералогического анализа, с помощью которых одновременно оценивается изменчивость минерального состава как по узкоразмерным классам, так и по литолого-фациальным типам отложений. Важность такого комплексного подхода к анализу минералогической информации отмечали многие литологи, однако использованные ими варианты представления данных являлись в сущности различными комбинациями известных приемов [5, 11, 13 и др.]. Поэтому ничего существенного в познание особенностей литолого-фациальной дифференциации минералов не добавилось.

С этой целью автором был предложен принципиально новый способ обработки результатов дробного минералогического анализа с построением минералогических диаграмм [10]. Однако в описанном ранее варианте минералогической диаграммы предусматривалось обобщение данных на качественном уровне, что существенно ограничивало возможности его применения.

В данной статье представлен другой вариант минералогической диаграммы – на количественной основе с применением статистической обработки исходной информации (содержаний минералов в узкоразмерных классах) дана систематизация минералогических диаграмм как итог обобщения результатов дробных минералогических анализов тяжелой фракции аллювия различных рек; описаны некоторые направления использования минералогических диаграмм в литологии.



Фиг. 2. Зависимость содержания гранатов в узкоразмерных классах тяжелой фракции от среднего размера зерен песков современного аллювия нижнего течения р. Печоры
а-г – классы, мм: а – 0,4–0,315; б – 0,25–0,2; в – 0,16–0,125; г – 0,1–0,08

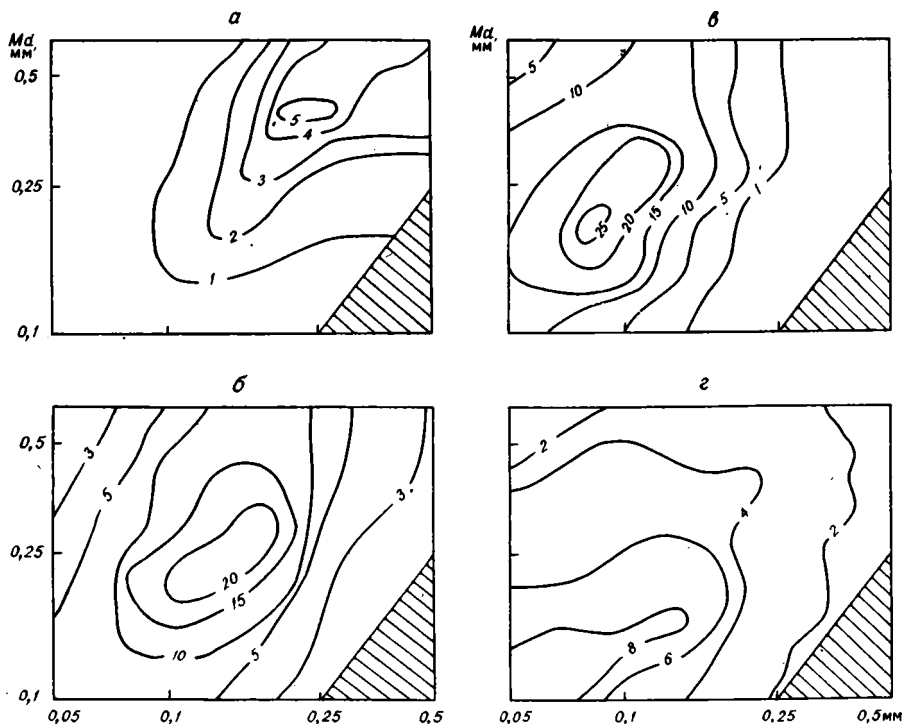
Минералогическая диаграмма строится путем сопоставления данных по содержаниям минералов в различных узкоразмерных классах со средним размером зерен песчаных отложений. По оси абсцисс в логарифмическом масштабе отмечаются границы классов дробной гранулометрической шкалы γ -Батурина, в которых определяется содержание минерала (или любой другой шкалы, использованной исследователем); по оси ординат – средние размеры зерен отложений в том же масштабе. Построение диаграммы для определенного минерала производится в три этапа.

На первом этапе первичная информация, представленная в виде содержаний минерала в узкоразмерных классах тяжелой фракции изученных образцов песка, наносится на прямоугольную (в частном случае – квадратную) основу диаграммы. Сначала точками отмечаются середины интервалов гранулометрической шкалы, в которых подсчитаны содержания минерала. Эти точки располагаются на различных уровнях – ординатах, значения которых соответствуют средним размерам зерен песчаных образцов. Около каждой точки указывается содержание минерала в процентах.

На втором этапе выполняется статистическая обработка первичных данных по методу скользящего "окна". При этом вычисляется среднее значение содержания минерала из четырех близлежащих показателей, которое относится к точке – центру соответствующего прямоугольника. В результате на диаграмме появляется новая система точек, сопровождающихся усредненными значениями содержаний минерала. Указанный способ статистической обработки первичных данных позволяет сгладить вариации, обусловленные ограниченной точностью минералогического анализа и влиянием на минеральный состав некоторых локальных факторов (ожелезнение, волновая сортировка, гетерогенность осадка и др.).

На третьем этапе по усредненным данным проводятся изолинии равных содержаний минерала. Частоту и значения изолиний выбирают исходя из конкретной ситуации с учетом целей исследования.

Аналогично строят минералогические диаграммы для каждого минерала, представляющего интерес для исследователя. В качестве примера приведены диаграммы для минералов современного аллювия нижнего течения р. Печоры (фиг. 3).



Фиг. 3. Минералогические диаграммы для минералов тяжелой фракции современных песчаных осадков нижнего течения р. Печоры

а — ставролит; б — граниты; в — ильменит; г — обыкновенная роговая обманка (штриховкой показано поле отсутствия тяжелой фракции)

Следует подчеркнуть, что в отличие от обычных графиков с использованием двух параметров минералогические диаграммы дают возможность сопоставлять сразу три показателя: средний размер зерен песка, узкоразмерную фракцию и содержание минерала в последней. Они позволяют оценивать пределы колебаний относительных количеств минерала в разных узкоразмерных фракциях для большой совокупности образцов песка одного генетического типа. Для построения диаграммы в некоторых случаях достаточно исследовать сравнительно небольшое (5–10) число образцов песка разного гранулометрического состава.

Для удобства и упрощения работы основа минералогической диаграммы может быть нанесена на ватмане (картоне). Все построения выполняются карандашом на кальках. Конечный результат в виде изолиний табулируется тушью. Минералогические диаграммы-кальки можно накладывать на основу, а также друг на друга, быстро снимать необходимые показания и сравнивать их между собой.

Минералогические диаграммы применены нами при обработке результатов дробного минералогического анализа тяжелой фракции аллювия различных рек страны (Печоры, Онеги, Дона, Кубани, Днестра, Камы, Вятки, Чепца, Вилюя и др.). Несмотря на большое их разнообразие установлены некоторые общие особенности. Прежде всего на каждой диаграмме выявляется зона максимальных содержаний минерала, ограниченная соответствующей изолинией. В зависимости от положения этой зоны можно выделить три типа диаграмм.

1. Зона максимальных содержаний находится в правом верхнем углу диаграммы. Таким образом, повышенные содержания минерала приурочены к крупным классам тяжелой фракции (крупнее 0,2 мм) и наиболее крупнообломочным разностям песков (Md более 0,3 мм). Диаграммы данного типа нередко свойственны турмалину, лейкоксену, цоизиту и другим минералам невысокой плотности, а также минералам более высокой плотности, представленным крупными зернами в источниках питания (например, ставролит, гидрогетит).

2. Зона максимальных содержаний расположена близ центра диаграммы. Обычно она занимает часть гранулометрического спектра тяжелой фракции в пределах от 0,2 до 0,1 мм и приурочена к средне- и мелкозернистым разностям песков (Md от 0,3 до 0,2 мм). Этот тип диаграммы характерен для минералов средней плотности (граниты, дистен, эпидот и др.).

3. Зона максимальных содержаний приурочена к левому нижнему углу диаграммы. Наиболее высокие содержания минерала встречаются среди частиц тяжелой фракции размером менее 0,1 мм из мелкозернистых песков (*Md* менее 0,2 мм). Характерными минералами являются магнетит, ильменит, хромшпинелиды, циркон, рутил, гематит, монашит, пирит и др., имеющие наиболее высокую плотность в тяжелой фракции. Однако нередко диаграммы того же типа отмечаются для неустойчивых минералов сравнительно невысокой плотности (амфиболы, пироксены, оливин, сфен и др.) из аллювия районов, удаленных от первоисточников питания.

Основными причинами разнообразия минералогических диаграмм являются особенности миграции и сортировки минералов по гидравлической крупности в аллювиальных осадках [10]. При этом определяющими факторами, обуславливающими положение зоны максимальных содержаний на диаграмме, являются плотность и размеры зерен минералов в питающих породах. Для хорошо сортированных минералогически зрелых разностей песков, где сортировка зерен по гидравлической крупности проявляется достаточно отчетливо, положение на диаграмме зоны максимальных содержаний устойчивых минералов в основном контролируется их плотностью. Тип минералогической диаграммы неустойчивых минералов зависит от расположения района исследования относительно первоисточников питания.

В плохо сортированных минералогически незрелых песках первостепенное влияние оказывает эффект унаследования минеральной ассоциации от размываемых пород. Сортировка по гидравлической крупности играет подчиненную роль. Зоны максимальных содержаний на диаграммах обособляются не столь контрастно, а их положение определяется размерами зерен минералов в источниках питания.

Рассмотрим основные направления использования минералогических диаграмм в литологии.

Оценка изменчивости содержаний минералов по узкоразмерным классам. Преимущество минералогических диаграмм перед общепринятыми способами заключается в том, что на них представлены не частные, а статистически обработанные данные для осадков разной крупности. При интерполяции содержаний минералов эту изменчивость можно оценить для любых гранулометрических разностей песков, которые не были даже опробованы. Анализ диаграмм показывает, что игнорирование литолого-фациальной обстановки осадконакопления при оценке изменчивости содержаний минералов по узкоразмерным классам может привести к неправильным заключениям. Так, в мелкозернистых песках р. Печоры (*Md* 0,16–0,1 мм) содержание ставролита весьма незначительно меняется по размерным классам. В то же время в средне- и крупнозернистых песках (*Md* более 0,3 мм) оно заметно варьирует (см. фиг. 3, а).

Минералогические диаграммы дают возможность на более строгой научной основе сравнивать результаты анализов для осадков разных рек (бассейнов). Для сравнения рекомендуется выбрать определенный литолого-фациальный тип осадка. Тем самым удастся исключить влияние процессов механической дифференциации и правильно оценить роль региональных факторов.

Оценка изменчивости минерального состава узкоразмерных классов по литолого-фациальным разностям песков. Поскольку на минералогических диаграммах представлены одновременно все узкоразмерные классы тяжелой фракции, отпадает необходимость в построении множества частных графиков (см. фиг. 2). При анализе диаграмм можно выявить узкоразмерные классы, состав которых в значительной степени подвержен влиянию процессов литолого-фациальной дифференциации минералов, и фракции, где содержания минералов в осадках разной крупности сравнительно постоянны. Иногда этот вопрос возникает по отношению к отдельным минералам. Например, содержание роговой обманки в крупных классах ($> 0,25$ мм) тяжелой фракции аллювия р. Печоры почти не зависит от его гранулометрии, а в мелких ($< 0,1$ мм) – зависит весьма существенно.

Сравнение диаграмм для разных районов дает возможность оценить роль региональных факторов дифференциации зерен определенного минерального вида.

Оценка благоприятных условий концентрации минерала в осадках. Наиболее важное значение минералогических диаграмм заключается в возможности интегрального учета двух проявлений процесса дифференциации минералов: по размерным классам и по литолого-фациальным разностям песков. Об этом можно судить по положению на диаграмме зоны максимальных содержаний. Такая оценка, помимо теоретического интереса, имеет различные практические приложения. В качестве примера рассмотрим один из вопросов, связанных с повышением эффективности прогнозно-поисковых работ на россыпи титано-циркониевых минералов.

При прогнозировании россыпей титано-циркониевых минералов (ильменит, рутил, циркон, лейкоксен, иногда монашит), приуроченных к песчаным отложениям прибрежно-морского, аллювиального и озерного происхождения, с помощью минералогических диаграмм можно установить наиболее благоприятные для концентрации россыпеобразующих минералов литолого-фациальные обстановки. При этом нанесенные на диаграмму содержания минералов должны быть выражены в абсолютных процентах от осадка (или в $г/м^3$). Например, в аллю-

вии бассейна р. Тетерев (приток Днепра) основным россыпеобразующим минералом является ильменит. На минералогической диаграмме ильменита наблюдается две зоны максимальной концентрации, что обусловлено присутствием в осадках двух его разновидностей: сильно измененных (лейкоксенизированных) зерен с низкой плотностью, характерных для среднезернистых песков, и неизмененных с более высокой плотностью, концентрирующихся в мелкозернистых песках. Поскольку ильменит, циркон, рутил и лейкоксен различаются по плотности и размерам зерен в питающих породах, зоны концентрации их зерен не совпадают. Эти особенности дифференциации россыпеобразующих минералов могут быть учтены при выборе системы опробования отложений.

Анализ минералогических диаграмм позволяет обосновать ряд методических приемов, используемых на лабораторной стадии исследования, в частности при отборе мономинеральных фракций и выявлении редких ценных минералов. В лабораторной практике отбор мономинеральных фракций нередко представляет собой довольно трудоемкую операцию. По минералогической диаграмме исследуемого минерала можно наметить разности песков и для последних — классы тяжелой фракции, из которых наиболее быстро могут быть выделены его зерна. Основным критерием при таком выборе является содержание минералов в узкоразмерном классе. Например, при детальном изучении вещественного состава тяжелой фракции аллювия р. Печоры с отбором монофракции зерен ильменита лучше всего использовать для этой цели класс 0,1–0,08 мм мелкозернистого песка (Md 0,2 мм) или класс 0,125–0,1 мм среднее- и мелкозернистого песка (см. фиг. 3, в).

При выявлении редких ценных минералов, содержание которых в тяжелой фракции не превышает 0,01%, рекомендуется предварительно выполнить детальный минералогический анализ небольшого (8–10) числа проб из осадков разного гранулометрического состава. По минералогической диаграмме, построенной для редкого минерала, можно установить зону его максимальной концентрации. В дальнейшем на полевой стадии рекомендуется отбирать пробы из тех разновидностей осадков, которые соответствуют благоприятным литолого-фациальным обстановкам для концентрации зерен минерала. На лабораторной стадии необходимо изучать узкоразмерные фракции, содержание редкого минерала в которых наиболее высокое.

Выбор размерной фракции для минералогического анализа. Некоторое время среди литологов обсуждался вопрос о единой фракции для минералогического анализа [6]. Однако эта идея не получила всеобщего признания. В качестве альтернативной была высказана точка зрения о том, что методика минералогического анализа, включая выбор размерной фракции, зависит от целей исследования [3].

Обычно минералогический анализ выполняется по одной широкоразмерной (например, 0,25–0,01 мм), одной среднеразмерной (0,25–0,1 мм) или двум-трем фракциям, в том числе узкоразмерным. В последние годы проведены исследования, основанные на изучении одной узкоразмерной фракции [5], что также получило неоднозначную оценку у литологов [2]. Проблема выбора размерной фракции для минералогического анализа до сих пор вызывает острые дискуссии, а мнения исследователей нередко существенно расходятся.

Минералогические диаграммы могут быть использованы при обосновании методики минералогического анализа. Узкоразмерная фракция применима при изучении вещественного состава терригенных толщ, но только для определенных целей. При обработке и интерпретации результатов в этом случае необходимо учитывать те ограничения, которые связаны с узостью интервала гранулометрической шкалы, выбранного для минералогического анализа: определенные пределы изменения содержания минералов, отсутствие ряда минеральных видов, гранулометрический спектр зерен которых смещен относительно анализируемого узкоразмерного класса.

При выборе узкоразмерной фракции для минералогического анализа необходимо учитывать влияние на ее состав гранулометрии осадка. В зонах распространения незрелого аллювия это влияние сравнительно слабое. Обычно состав узкоразмерных фракций существенно зависит от гранулометрии осадка. Например, в тяжелой фракции песков р. Печоры значительные вариации минерального состава наблюдаются в классах от 0,2 до 0,08 мм (см. фиг. 3). Аналогичный вывод сделан для осадков средних и нижних течений большинства изученных нами равнинных рек.

Содержания минералов в каком-либо узкоразмерном классе осадков разного гранулометрического состава могут быть пересчитаны на условный осадок с постоянным средним размером зерен [10]. Такие условные содержания можно использовать при расчленении и корреляции разрезов, литолого-фациальных и палеогеографических исследованиях.

Для решения некоторых литологических задач вместо полного минералогического анализа можно ограничиться определением содержания одного-двух распространенных минералов в специально выбранном узкоразмерном классе. Положительный эффект достигается в том случае, когда удастся выявить достаточно тесную зависимость содержания минерала от ряда литологических характеристик осадка (среднего размера зерен, содержания тяжелой фракции, коэффициента сортировки и др.). При сопоставлении для различных объектов полученных зависимостей, выраженных графически или в виде формул, можно получить дополнительные

критерии для расчленения и корреляции терригенных толщ, сделать более надежные заключения о путях миграции минеральных зерен.

С помощью минералогических диаграмм можно увереннее интерпретировать результаты исследований, полученные на основе изучения широко- или среднеразмерной фракции. Например, в песках разной крупности р. Печоры минеральный состав тяжелой фракции 0,25–0,1 мм неодинаков. Это можно объяснить следующим образом. С одной стороны, содержания минералов в каждом узкоразмерном классе, составляющем анализируемую фракцию (в данном случае, мм: 0,25–0,2; 0,2–0,16; 0,16–0,125; 0,125–0,1), меняются в песках разного гранулометрического состава, о чем наглядно свидетельствует минералогическая диаграмма. С другой стороны, в тяжелой фракции песков разной крупности меняется соотношение между узкоразмерными классами. Так, в классе 0,25–0,1 мм из крупнозернистого песка р. Печоры преобладают частицы размером 0,25–0,2 мм, а в том же классе из мелкозернистого песка — частицы крупностью 0,125–0,1 мм. Именно эти два следствия процесса сортировки зерен по гидравлической крупности являются наиболее важными причинами значительных вариаций минерального состава широко- и среднеразмерных фракций. В частности, класс 0,25–0,1 мм тяжелой фракции крупнозернистых песков р. Печоры состоит преимущественно из зерен минералов группы эпидота, присутствует ставролит, а в мелкозернистых песках основными компонентами данного класса становятся ильменит, гранаты и роговая обманка (см. фиг. 3). Таким образом, с помощью минералогических диаграмм можно оценить степень влияния процессов литолого-фациальной дифференциации на минеральный состав фракции.

Минералогические диаграммы имеют очевидное преимущество перед другими способами изображения результатов дробного минералогического анализа благодаря концентрированной форме представления информации с предварительной статистической обработкой частных данных. Они позволяют унифицировать методику обобщения обширного минералогического материала, полученного для разных объектов. Тем самым расширяются возможности литолого-фациальных исследований, основанных на применении дробного минералогического анализа.

Список литературы

1. Батурин В.П. Новая гранулометрическая шкала для кластических осадков и использование ее при графических построениях // Докл. АН СССР, 1943. Т. 38, № 8. С. 277–280.
2. Бергер М.Г. О методике изучения тяжелых минералов // Литология и полез. ископаемые. 1988. № 5. С. 118–127.
3. Вийдинг Х. Некоторые методические вопросы литолого-минералогического анализа песчано-алевритовых пород Прибалтики // Уч. зап. Тартуск. ун-та, 1965. Вып. 168. С. 5–27.
4. Калинин М.К. Распределение "тяжелых" минералов во фракциях различного диаметра и влияние этого фактора на точность минералогических анализов // Докл. АН СССР. 1948. Т. 62. № 5. С. 681–683.
5. Калмыкова Н.А. К вопросу методики изучения тяжелых минералов с целью расчленения и корреляции разрезов осадочных толщ // Литология и полез. ископаемые. 1985. № 3. С. 134–139.
6. Коперина В.В. К вопросу о единой методике минералогического анализа терригенной части осадочных пород // К вопросу о состоянии науки об осадочных породах. М.: Изд-во АН СССР, 1951. С. 198–210.
7. Лазаренко А.А. Литология аллювия равнинных рек гумидной зоны (на примере Днепра, Десны и Оки). М.: Наука, 1964. 236 с.
8. Логвиненко Н.В. Некоторые вопросы минералогии и петрографии осадочных пород // Зап. ВМО. 1948. Ч. 77. № 3. С. 223–236.
9. Осовецкий Б.М. К теории процесса накопления тяжелых минералов в песчаных осадках равнинных рек // Литология и полез. ископаемые. 1978. № 3. С. 51–63.
10. Осовецкий Б.М. Тяжелая фракция аллювия. Иркутск: Изд-во Иркутск. ун-та, 1986. 259 с.
11. Рухин Л.Б. Основы литологии. (Учение об осадочных породах). Л.: Недра, 1969. 703 с.
12. Шаанов В.Н. О распределении минералов в гранулометрических фракциях песков, отложенных водой и ветром // Вестн. ЛГУ. Сер. геол. и геогр. 1964. № 6. Вып. 1. С. 155–159.
13. Molnar B. Relationship between grain size and heavy minerals content // Acta mineral.-petr. 1970. V. 19. № 2. P. 159–171.
14. Schuiling R.D., de Meijer R.J., Rietzboos H.J., Scholten M.J. Grain size distribution of different minerals in a sediment as a function of their specific density // Geol. en Mijnbouw. 1985. V. 64. № 2. P. 199–203.



ВАСИЛИЙ МИХАЙЛОВИЧ ПОПОВ

11 мая 1991 г. советская наука понесла большую утрату – на 90-м году жизни скончался крупный ученый, академик АН КиргССР, доктор геолого-минералогических наук, профессор Василий Михайлович Попов.

В.М. Попов родился 3 февраля 1901 г. в г. Лебедянь Липецкой области. В 1917–1923 гг. служил в учреждениях связи. Будучи студентом Уральского политехнического и Ленинградского горного институтов (1923–1930 гг.), совмещал учебу с работой в геологических партиях. После окончания института и непродолжительной работы начальником геологоразведочных партий учился в аспирантуре Геологического института (1932–1935 гг.) и занимался научной работой в Казахстане и Киргизии (1935–1987 гг.). Кандидатскую диссертацию защитил в 1936 г., докторскую – в 1955 г., утвержден доцентом в 1945 г., профессором – в 1956 г., избран академиком АН КиргССР в 1960 г.

В.М. Попов начал разрабатывать гипотезу об осадочном происхождении месторождений меди на примере Джезказгана и его аналогов в условиях полного господства гипотезы о гидротермально-магматическом характере их генезиса; участвовал в работе XXII и XXIII сессий Международного геологического конгресса, Международной ассоциации седиментологов, Международного симпозиума по проблеме стратиформных месторождений, Межведомственного литологического комитета, многих всесоюзных и республиканских семинаров и совещаний. Был депутатом Фрунзенского городского совета, награжден почетными грамотами президиумов верховных советов Казахстана и Киргизии, медалями и орденами, являлся Заслуженным деятелем науки КиргССР, лауреатом Государственной премии СССР. Под его руководством подготовлены и защищены докторские и кандидатские диссертации. Им опубликовано около 100 научных статей, отредактированы десятки монографий и сборников, создана первая в стране школа литологов-рудников, стоящая на позициях осадочного происхождения стратиформных месторождений. Организационно эта школа оформилась созданием Проблемной научно-исследовательской лаборатории стратиформных месторождений при Фрунзенском политехническом институте и многочисленных ячеек в вузах и научно-исследовательских институтах по всей стране, объединенных Комиссией по стратиформному рудообразованию АН СССР.

В ряде работ в 50-х годах В.М. Попов выявил и обобщил ранее неизвестные геологические закономерности и факты, которые поколебали устои гидротермальной гипотезы и вместе с трудами М.М. Константинова, В.С. Домарева и Н.М. Страхова заложили основы осадочной гипотезы стратиформного рудообразования.

В работах В.М. Попова 60-х годов были обобщены геологические материалы о других месторождениях (свинца, цинка, ртути, сурьмы, вольфрама, золота, флюорита, барита, целестина),

развитых в осадочных и вулканогенно-осадочных формациях. Эти работы способствовали формированию научной школы литологов-рудников.

На протяжении многих лет В.М. Попов проводил активную научно-организационную, педагогическую и общественную деятельность, направленную на утверждение седиментационного происхождения различных полезных ископаемых. Признанием большой роли развиваемого научного направления по стратиформному рудообразованию явилось присуждение в 1986 г. В.М. Попову вместе с другими ведущими учеными нашей страны Государственной премии СССР.

Уход из жизни этого крупного ученого-организатора несомненно невосполнимая потеря для литологии и учения об осадочном рудообразовании.

Светлая память о В.М. Попове навсегда останется в сердцах его учеников, друзей и товарищей по работе.

Редакционная коллегия журнала
"Литология и полезные ископаемые".

Межведомственный литоло-
гический комитет РАН

Комиссия по стратиформному рудообразованию
Совета по рудообразованию РАН

Авторы, направляющие статьи и заметки в журнал "Литология и полезные ископаемые", должны соблюдать следующие обязательные правила:

1. Работа представляется в окончательно подготовленном для печати виде.
2. Объем статей не должен превышать одного авторского листа (24 стр. машинописи), краткие сообщения и критические статьи — половины авторского листа.

3. Рукописи должны быть напечатаны на машинке с нормальным шрифтом через два интервала с оставлением полей с левой стороны (3—4 см). Страницы рукописи должны быть пронумерованы, включая таблицы. Рукопись, а также рисунки и фотографии представляют в двух экземплярах.

4. В конце статьи приводится полное название учреждения, где была выполнена работа, город, в котором оно находится, и полный адрес автора. Рукопись подписывается всеми авторами.

5. Все формулы вписываются чернилами или тушью от руки. Название фауны и все тексты, приводимые в иностранной транскрипции, печатаются на машинке с латинским шрифтом. Особое внимание следует обратить на тщательное написание индексов и показателей степени. Необходимо делать ясное различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая заглавные буквы двумя черточками снизу, а строчные — двумя черточками сверху. Необходимо правильно вписывать сходные по написанию буквы как русские, так и латинские и др. Следует также делать различие между О (большим), о (малым) и 0 (нулем). Латинские буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие — красным карандашом.

6. Сокращение слов, кроме общеупотребительных (например, и т.п., и т.д., 1 м, 2 кг) не допускается.

7. Все упоминаемые в статьях величины и единицы измерения должны соответствовать стандартным обозначениям.

8. Цифровые таблицы, например химических, минералогических и иных анализов, должны визироваться автором с указанием, по какой методике, где и кем были проделаны эти анализы.

9. Список литературы дается в конце статьи на отдельном листе. В список включаются только те работы, на которые есть ссылки в тексте. Фамилии авторов располагаются по алфавиту — сперва русскому, затем латинскому. В списке литературы приводятся следующие данные: фамилия и инициалы автора, название работы; далее для журналов — название журнала (в принятом сокращении), том, выпуск, год издания, страницы, а для книг — издательство, место и год издания, страницы.

10. Список литературы составляется по алфавиту, слева указывается порядковый номер, на который ссылаются в тексте, указывая его в квадратных скобках.

11. Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции (в скобках — в иностранной, и только один раз), например "по данным Р. Смита (Smith, 1956)". В русской транскрипции даются и названия зарубежных месторождений, географических пунктов и др.

12. Все иллюстрации прилагаются к рукописи отдельно; они должны быть пронумерованы и на обороте каждой из них подписываются фамилия автора, название статьи, и для фотографий, в случае необходимости "верх" и "низ", и указывается принятое увеличение. Все обозначения на фигурах должны быть расшифрованы в подписях. Список подписей к фигурам прилагается на отдельном листе. На полях рукописи должны быть указаны места помещения фигур и таблиц, а в тексте сделаны ссылки на них.

13. Все фигуры (карты, профили, колонки) представляются четко выполненными и пригодными для окончательного перечерчивания с обязательным приложением всех условных знаков, имеющихся на фигуре. Карты должны иметь минимальное количество названий, различных пунктов, необходимых для понимания текста. Чертежи могут представляться в различном масштабе, но с указанием автора о возможно максимальном их уменьшении.

14. Иллюстрирование статей картами, разрезами и фотографиями допускается лишь в полном соответствии с текстом. Максимальное количество фигур-чертежей — не более 3—5, фигур-фото — не более 5—6.

15. К статьям должны быть приложены краткие рефераты-аннотации, оформленные по правилам, принятым в нашем журнале (см. любой номер).

16. Редакция сохраняет за собой право сокращать присылаемые статьи и подвергать их правке.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

ХОЛОДОВ В.Н. (главный редактор), ТИМОФЕЕВ П.П. (зам. главного редактора),
МИХАЙЛОВ Б.М. (зам. главного редактора),

БУТУЗОВА Г.Ю. (ответственный секретарь), ВОЛКОВ И.И., ДМИТРИЕВСКИЙ А.Н.,
КОНОНОВ В.И., КОНЮХОВ А.И., МИГДИСОВ А.А., МУРДМАА И.О.,
СЕДЛЕЦКИЙ В.И., СИДОРЕНКО С.А., ШНЮКОВ Е.Ф., ЯПАСКУРТ О.В.

EDITORIAL BOARD:

KHOLODOV V.N. (editor), TIMOFEEV P.P. (deputy chief editor),
MIKHAILOV B.M. (deputy chief editor),

BUTUZOVA G.Ju. (secretary in charge), VOLKOV I.I., DMITRIEVSKY A.N.,
KONONOV V.I., KONYUKHOV A.I., MIGDISOV A.A., MURDMAA I.O.,
SEDLITSKY V.I., SIDORENKO S.A., SHNYUKOV E.F., YAPASKURT O.V.

Адрес редакции:

109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер. 7, ГИН РАН
телефон 230-81-77

Зав. редакцией *Т.А. Шелепина*

Технический редактор *Л.В. Кожина*

Сдано в набор 03.02.92. Подписано к печати 05.03.92. Формат бумаги 70 × 100 1/16
Печать офсетная. Усл. печ. л. 11,7. Усл. кр.-отт. 7,7 тыс. Уч.-изд. л. 14,5. Бум. л. 4,5
Тираж 641 экз. Зак. 2459 Цена 2р. 70к.

Адрес редакции: 109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер. 7, ГИН РАН, тел. 230-81-77
2-я типография изд-ва "Наука", 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 6

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА» ГОТОВИТСЯ К ПЕЧАТИ:

ЗАНИН Ю. Н. ПЕТРОГРАФИЯ ФОСФОРИТОВ.
(Труды Ин-та геологии и геофизики Сибирского
отделения АН СССР. Вып. 813). 1992. 20 л. 8 р.

В монографии рассмотрены химико-минералогические и морфологические (текстурно-структурные) особенности фосфоритов различного генезиса — морских и гипергенных. Дан генетический анализ парагенезов минералов осадочных фосфатсодержащих пород. Показано геохронологическое распределение основных минералов фосфатсодержащих пород и главных морфологических типов фосфоритов.

Книга предназначена для петрографов и литологов.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов «Книга — почтой» «Академкнига»:

480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97; 370001 Баку, ул. Коммунистическая, 51; 720001 Бишкек, бульвар Дзержинского, 42; 690088 Владивосток, Океанский пр-т, 140; 320093 Днепропетровск, пр-т Гагарина, 24; 734001 Душанбе, пр-т Ленина, 95; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289; 420043 Казань, ул. Достоевского, 53; 252208 Киев, ул. «Правды», 80«а»; 277012 Кишинев, пр-т Штефана Великого, 148; 343900 Краматорск, Донецкой области, ул. Марата, 1; 197345 Санкт-Петербург, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский пр-т, 72; 117393 Москва, ул. Академика Пилюгина, 14, корп. 2; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской пр-т, 22; 443002 Самара, пр-т Ленина, 2; 620151 Екатеринбург, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА» ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ:

КАРБОНАТНЫЕ ФОРМАЦИИ И УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ.

1992. 12 л. 4 р. 80 к.

В книге рассмотрены общие теоретические проблемы эволюции карбонатакопления в истории Земли. Освещены проблемы региональной геологии карбонатных формаций в различных регионах СССР. Особое место занимают статьи, посвященные проблемам доломито-, рифтообразования и нефтегазоносности карбонатных отложений, а также процессам карбонатакопления в морях и океанах.

Книга предназначена для литологов, петрографов, нефтяников, океанологов.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов «Книга — почтой» «Академкнига»:

480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97; 370001 Баку, ул. Коммунистическая, 51; 720001 Бишкек, бульвар Дзержинского, 42; 690088 Владивосток, Океанский пр-т, 140; 320093 Днепропетровск, пр-т Гагарина, 24; 734001 Душанбе, пр-т Ленина, 95; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289; 420043 Казань, ул. Достоевского, 53; 252208 Киев, ул. «Правды», 80 «а»; 277012 Кишинев, пр-т Штефана Великого, 148; 343900 Краматорск, Донецкой области, ул. Марата, 1; 197345 Санкт-Петербург, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский пр-т, 72; 117393 Москва, ул. Академика Пилюгина, 14, корп. 2; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской пр-т, 22; 443002 Самара, пр-т Ленина, 2; 620151 Екатеринбург, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.