ISSN 0024-497X

·НАУКА·

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

2
1994

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
КОМИТЕТ РФ ПО ГЕОЛОГИИ
И ИСПОЛЬЗОВАНИЮ НЕДР

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ
ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД
МОСКВА

2

МАРТ — АПРЕЛЬ

1994

СОДЕРЖАНИЕ

Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И., Кизильштейн Л. Я. Сульфидообразование в области современного торфонакопления Рионского межгорного прогиба. Сообщение 2. Закономерности распределения пирита в торфяниках прибрежно-континентальной полосы Колхиды . . . 3

Рубанов И. В. Осадки современной осушки Аральского моря, их диагенез и влияние на экологию Приаралья . . . 17

Конюхов А. И. Эволюция осадочных бассейнов в зонах коллизии континента с островными вулканическими дугами . . . 31

Холодов В. Н. Кривая Л. И. Салопа — Дж. Гиллули — реальность или артефакт? . . . 49

Симанович И. М., Костылева В. В. Постседиментационные изменения девонских отложений Среднего Тимана . . . 66

Зверев В. П., Мигунов Л. В. Термодинамическое моделирование гидрогеохимических процессов в надсолевой толще Верхнекамского района . . . 78

Кузнецов А. Г., Злотник-Хоткевич А. Г., Чекалин В. М. Особенности формирования рудовмещающих фаций и обломочных руд Корбалихинского колчеданно-полиметаллического месторождения (Рудный Алтай) . . . 86

Константиновский А. А. К проблеме обнаружения золота в древних конгломератах России 102

Краткие сообщения

Снежко В. А., Энна Н. Л., Овсепянц Ю. А., Киричко Ю. А. Стронциевое оруденение в верхнеюрских — нижнемеловых отложениях Дагестана . . . 122

Гаврилов Ю. О. О гравитационном перемещении осадочных масс на поверхности конуса выноса (лейас, Северо-Восточный Кавказ) . . . 126

Методика

Шведов В. Н., Кулиев З. Д. Изотопный состав кислорода в данбуритах из позднеюрских гипсоангидритовых пород юго-восточного Туркменистана . . . 134

Критика

Кононов В. И., Щербаков А. В. О книге С. И. Смирнова «Историческая гидрогеология» . . 136

К 80-летию А. Б. Ронова . . . 138

К 75-летию П. П. Тимофеева . . . 140

Владимир Викторович Бурков . . . 142

© Российская академия наук
Отделение геологии, геофизики и горных наук
Геологический институт, 1994 г.

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
RUSSIAN FEDERATION COMMITEE
ON GEOLOGY AND THE USE OF
MINERAL RESOURSES

2

MARCH — APRIL

1994

CONTENTS

Timofeev P. P., Bogoluybova L. I., Kizil'shtein L. Ya. Sulfide formation in recent peat accumulation in the Rioni intermontane trough. Communication 2. Pyrite distribution in pit bogs in the Kolkhida coastal strip 3
Rubanov I. V. Sedimentation of the Aral Sea recent draining, its diagenesis and influence on the Priaralian ecology 17
Konyukhov A. I. Evolution of sedimentary basins in the zones of collision of the continent with volcanic island arcs 31
Kholodov V. N. Is the L. I. Salop — G. Gilluly curve a reality or an artefact? 49
Simanovich I. M., Kostyleva V. V. Post-sedimentary alterations in the Devonian deposits of the Middle Timan 66
Zverev V. P., Migunov L. V. Thermodynamic modelling of hydrogeochemical processes above the saline bed in the Verkhnekamsky region 78
Kuznetsov A. G., Zlotnik-Khotkevich A. G., Chekalin V. M. Formation peculiarities of ore enclosing facies and clastic ores in the Korbalikhin pyrite-complex ore deposit (Rudny Altai) 86
Konstantinovsky A. A. Gold discovery in ancient conglomerates of Russia 102

In Brief

Snezhko V. A., Enna N. L., Ovsepyants Yu. A., Kirichko Yu. A. Strontium mineralization in the Upper Jurassic-Lower Cretaceous deposits in Dagestan 122
Gavrilov Yu. O. Gravitational movement of sedimentation masses on the surface of the fan (Lias, Northeast Caucasus) 126

Methodolody

Shvedov V. N., Kuliev Z. D. Oxigen isotopic composition in danburites from Late Jurassic gypsum-anhydride rocks in southeastern Turkmenistan 134

Critique Reviews

Kononov V. I., Shcherbakov A. V. About the book «Historic Hydrogeology» by S. I. Smirnov . . 136
A. B. Ronov (On His 80th Birthday) 138
P. P. Timofeev (On His 75th Birthday) 140
Vladimir Viktorovich Burkov 142

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 2, 1994

УДК 552.14:549.3:553.97(479)

© 1994 Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И., Кизильштейн Л. Я.

СУЛЬФИДООБРАЗОВАНИЕ В ОБЛАСТИ СОВРЕМЕННОГО ТОРФОНАКОПЛЕНИЯ РИОНСКОГО МЕЖГОРНОГО ПРОГИБА. СООБЩЕНИЕ 2. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПИРИТА В ТОРФЯНИКАХ ПРИБРЕЖНО-КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ПОЛОСЫ КОЛХИДЫ

Приведены данные распределения сульфидов железа в торфяных залежах Колхиды, являющейся областью торфонакопления в Рионском межгорном прогибе. Установлена закономерная приуроченность повышенной концентрации сульфидов железа к генетическим типам осадков торфяных залежей прибрежно-континентальной полосы, прилегающих к устьевым участкам рек. Показано генетическое единство процессов сульфидо- и осадкообразования в условиях современного и древнего торфонакопления.

СОДЕРЖАНИЕ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЖЕЛЕЗА В ОСАДКАХ ТОРФЯНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ КОЛХИДСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

Железо является вторым компонентом рассматриваемой нами сульфидной минерализации осадков торфяных залежей Колхиды [6, 7]. Как показали исследования, валовое содержание его в осадках торфяных залежей колеблется в пределах 4—6%, отклоняясь в отдельных образцах в сторону уменьшения менее чем до 3% и в сторону увеличения до 14% (табл. 1). Во взвеси и донной глине р. Риони, питающей прилегающие к ней области торфонакопления, железо обнаружено в пределах 6—7%. В солевом составе речных и озерных вод Колхидской низменности содержание железа очень мало и определяется всего лишь от 0,02 до 0,5 мг/л и иногда несколько более (0,1 мг/л). В болотных водах содержание железа оказывается еще более низким по сравнению с речными и составляет около 0,01—0,02 мг/л, поднимаясь иногда до 0,03—0,04 мг/л. В растениях-торфообразователях железо обнаруживается сравнительно в небольшом количестве (табл. 2). Несколько больше его в корнях и заметно меньше в вегетативных органах. Различные растения-торфообразователи характеризуются неодинаковым содержанием железа. В составе тростника его 2,57% и примерно столько же в стволах ольхи (см. табл. 2). Наибольшее количество (3,53%) железа отмечается в сфагновых мхах. Общее содержание его в осадках торфяных залежей складывается из «конституционного» железа, присущего растениям-торфообразователям и железа, поступающего вместе с питающими торфяник поверхностными и грунтовыми водами как во взвешенном, так и в растворенном состоянии, в том числе в органо-минеральных комплексах.

Железо, как известно [6], является одним из элементов, формы существования которого являются наиболее чуткими индикаторами диагенетического преобразования осадков. Поэтому особенно интересно проследить изменение форм железа в контрастных фациях областей торфонакопления, включающих ряд генетических типов осадков (от торфов до заторфованных глин и глин), содержащих сравнительно небольшое количество реакционноспособного органического вещества. Исследования по распределению содержания окисных и закисных форм железа в разрезах торфяных залежей показали четкую зависимость их от генетических типов осадков, и в частности от содержания в нем растительного материала, претерпевшего изменения в процессе гелификации. В составе взвеси р. Риони,

Таблица 1

Содержание железа в осадках торфяных залежей Потийской и Гурийской впадин Колхидской низменности

Номер скважины (в числителе), номер образца (в знаменателе)	Глубина, м	Генетический тип осадка	Fe_2O_3	FeO	pH	$Fe_{вал}$
			% на воздушно-сухое вещество			
		Анаклийское месторождение				
7/126	0,50	Древесный гелинито-преколлинитовый сильноглинистый торф	0,14	7,25	4,17	5,73
7/128	1,00	Глина с древесным аттритом (подпочва заторфованная)	4,10	4,45	6,2	6,33
7/131	1,75	Алеврит мелкозернистый с гумусом (подпочва заторфованная)	7,80	3,57	6,5	8,24
7/139	4,75	Глина с древесным гелинито-преколлинитовым торфом (почва сильно заторфованная)	1,74	5,33	4,8	5,36
80/911	6,00	Древесный гелинито-преколлинитовый сильноглинистый торф	0,86	11,86	5,60	9,63
202/2	2,20	Осоково-тростниковый гелинито-преколлинитовый глинистый торф	0,07	4,98	4,90	3,92
202/8	5,35	То же	Нет	6,01	4,50	4,68
		Набадское месторождение				
98/25	0,50	Ризоидо-осоковый гелинито-телинитовый глинистый торф с гелинито-преколлинитом	»	6,20	5,05	4,82
98/359	4,25	Осоково-древесный гелинито-посттелинитовый сильноглинистый торф	1,84	3,84	4,30	4,28
43/646	2,00	То же	1,02	6,33	4,60	5,55
43/654	5,85	Глина с травяными растительными остатками, карбонатная	5,22	3,75	8,4	6,57
43/655	6,00	Осоково-тростниковый гелинито-преколлинитовый сильноглинистый торф	1,00	7,46	6,35	6,50
43/656	6,50	Алеврит крупнозернистый с древесным аттритом, карбонатный	7,55	3,69	8,20	8,16
100/22	5,00	Глина с гелинито-преколлинитовым тростниковым торфом (почва)	3,56	3,53	4,50	5,24
100/24	6,00	Глина с тростниковым гелинито-преколлинитовым торфом	4,56	12,06	5,00	14,37
90/202	0,50	Древесный гелинито-преколлинитовый сильноглинистый торф	0,50	4,90	4,92	4,16

Номер скважины (в числителе), номер образца (в знаменателе)	Глубина, м	Генетический тип осадка	Fe_2O_3	FeO	pH	$Fe_{вал}$
			% на воздушно-сухое вещество			
90/198	1,00	Глина с древесным гелинито-преколлинитовым торфом (сильно заторфованный)	0,46	5,60	5,25	4,68
99/1030	0,50	Древесный гелинито-преколлинитовый глинистый торф	Нет	7,06	4,20	5,49
12/218	0,25	Глина с древесным гелинито-преколлинитовым торфом (сильно заторфованная)	2,11	1,69	4,95	2,79
12/222	1,00	Глина с древесными растительными остатками	5,72	2,85	5,11	6,22
		Потийское месторождение				
123/206	0,25	Глина с осоково-тростниковым гелинито-преколлинитовым торфом (сильно заторфованная)	1,12	5,48	7,32	—
		Пичорское месторождение				
118/145	0,40	Древесный гелинито-телинитовый торф сильнопесчаный	0,66	4,32	—	3,82
200/2	0,50	Древесный гелинито-постелинитовый сильноглинистый торф	Нет	8,61	4,40	6,70
200/5	0,85	Древесный гелинито-преколлинитовый слабоглинистый торф	1,14	5,28	4,75	4,91
200/67	2,50	То же	0,16	7,35	4,50	5,83
201/2	0,70	Древесный гелинито-постелинитовый торф	1,47	6,60	—	5,76
201/3	1,50	Древесный гелинито-преколлинитовый торф	1,41	4,83	—	4,74
201/4	2,00	Древесный гелинито-преколлинитовый торф	1,13	8,4	—	7,08
201/5	2,50	То же	0,60	7,29	—	6,09
		Имнатское месторождение				
102/56	0,50	Глина с древесным гелинито-преколлинитовым торфом (сильно заторфованная)	3,29	5,08	4,55	6,26
116/127	4,00	Осоково-тростниковый гелинито-преколлинитовый торф	1,12	5,48	4,87	7,62

Номер скважины (в числителе), номер образца (в знаменателе)	Глубина, м	Генетический тип осадка	Fe_2O_3	FeO	pH	$Fe_{вал}$
			% на воздушно-сухое вещество			
		Молтаквское месторождение				
125/245	2,00	Глина с древесным аттритом (слабо заторфованная)	6,91	1,07	6,00	5,67
243/257	7,50	Глина с древесным аттритом	10,68	1,11	5,84	8,34
125/260	8,50	Глина с древесным гелинито-посттелинитовым торфом (сильно заторфованная)	4,44	4,98	5,70	6,98
115/111	2,00	То же	6,30	4,19	—	7,67
		Кобулетское месторождение				
15/279	4,75	Глина с древесным гелинито-преколлинитовым торфом и диатомовыми водорослями (сильно заторфованная)	5,20	2,20	4,14	5,35
15/301	5,25	Глина с комковатой текстурой, корешками, древесным аттритом, гумусом и диатомовыми водорослями (почва)	5,93	2,48	3,50	6,08
15/306	6,50	Глина с древесным аттритом, диатомовыми водорослями	6,00	2,90	3,55	6,46
Р. Риони		Взвесь (по М. А. Ратееву)	9,58	0,36	—	6,99
1024	—	Донная глина	9,16	0,33	—	6,67

являющейся поставщиком железа в прилегающие торфяные болота, резко преобладает окисная форма железа, составляя 9,58%, в то время как на долю закисной формы приходится всего лишь 0,36% (см. табл. 1). По мере увеличения содержания растительного материала в осадке данного генетического типа увеличивается содержание закисного железа за счет окисного. Так, в глинах, содержащих до 25% гелефицированного органического вещества, концентрация закисного железа достигает 4%, но окисное железо еще резко преобладает (см. табл. 1). В глинах с древесным гелинито-преколлинитовым или гелинито-посттелинитовым торфом (заторфованные и сильно заторфованные) закисные формы, как правило, начинают преобладать над окисными формами то в большей, то в меньшей мере. В древесных гелинито-преколлинитовых и посттелинитовых торфах, в которых растительное вещество составляет от 50 до 85% (глинистые и сильноглинистые торфы), окисные формы сохраняются лишь в пределах 1%, редко 2% или исчезают полностью, а закисные формы представляют почти все железо, находящееся в данном торфе.

Приведенные данные позволяют утверждать, что полнота редукции железа в различных генетических типах осадков торфяных залежей определяется ко-

Таблица 2

Содержание валового железа в растениях-торфообразователях

Вид торфообразователя	Морфологические части растений	Зольность A^c, %	$Fe_{вал}$, % на воздушно-сухое вещество	$C_{орг}$, %
Тростник	Растение в целом	7,93	2,57	43,50
	Корневище	11,38	5,56	42,13
	Листья	7,55	0,78	44,42
	Стебли	4,87	1,38	43,94
Осока	Корешки	2,27	2,32	46,42
	Вегетативные органы	1,88	1,59	46,50
Ольха	Ствол	1,97	2,60	48,50
Сфагнум	Растение в целом	4,84	3,53	42,56
Юнкус	То же	1,85	2,49	46,94

личеством реакционноспособного растительного материала, содержащегося в них. Это становится очевидным из следующих примеров (см. табл. 1). Так, в скв. 7 (Анаклийское м-ние) на глубине 4,75 м в глине с древесным гелинито-преколлинитовым торфом (обр. 139, сильно заторфованная) сохранилось 1,74% окисного железа. В то же время в древесном гелинито-преколлинитовом сильноглинистом торфе (обр. 126) той же скважины содержание окисного железа незначительно (0,14%), при глубине его залегания всего лишь 0,5 м. Во многих случаях в торфах с зольностью не более 35% (слабоглинистые и глинистые торфы) на глубине 0,5 м гидроксиды железа оказываются полностью редуцированными (скв. 98, обр. 25 и скв. 99 обр. 1030 Набадского м-ния; скв. 200, обр. 2, Пичорского м-ния и др.), в то время как в глинах, содержащих то большее, то меньшее количество органического вещества в виде торфа или рассеянных растительных остатков, даже на глубоких горизонтах залежи гидроксидов железа сохраняется довольно много (скв. 125, обр. 245, 257, 260 Молтаквского м-ния; скв. 15, обр. 279, 301, 306 Кобулетского м-ния и др.).

Приведенные примеры указывают на то, что влияние количества органического вещества в осадке того или иного генетического типа настолько велико, что фактор длительности существования осадка, определяемый относительной глубиной его залегания, как правило, нивелируется. В связи с этим в условиях торфяных залежей, сложенных различными генетическими типами осадков, выделяются зоны с более или менее полной переработкой окисной формы железа в процессе диагенеза осадка.

Более детальное изучение минеральных форм железа по ряду скважин показало, что его основную часть составляют растворимые в 2%-ном HCl двух- и трехвалентные формы. Пересчет на реакционноспособные формы железа ($Fe^{2+} + Fe^{2+}HCl^- + Fe^{3+}HCl^-$) позволяет считать, что соотношение двух- и трехвалентного железа, растворимого в соляной кислоте, определяется генетическим типом осадка, содержащим то или иное количество органического вещества. По мере увеличения содержания органического вещества в ряду генетических типов осадков от глины с растительными остатками, аттритом и гумусом до глины с гелинито-преколлинитовым торфом любого ботанического состава и далее до торфа повышается количество двухвалентного железа, растворимого в HCl.

Количество пиритного железа в общем балансе реакционноспособного железа колеблется в широких пределах (от 0,4 до 5,5%) и оказывается небольшим (табл. 3). При этом каких-либо заметных изменений в его содержании в зависимости от глубины залегания данного генетического типа осадка, а также от количества примеси органического вещества в нем не наблюдается. Это и понятно, поскольку появление и концентрация пиритного железа в осадке регламентируются прежде всего концентрацией сульфат-иона и развитием сульфатредуцирующих

Таблица 3

Форма железа в осадках торфяных залежей Абхазско-Мегрельской и Потийских впадин Колхидской низменности

Номер скважины (в числителе), номер образца (в знаменателе)	Глубина, м	Генетический тип осадка	В % на сухой осадок						В % от реакционноспособного железа			$C_{орг}$, %	pH
			$Fe_{вал}$	$Fe_{обл}$	$Fe_{реак}$	Fe^{3+}	Fe^{2+}	$Fe_{пир}$	Fe^{3+} HCl	Fe^{2+} HCl	$Fe_{пир}$		
		Зоргатское месторождение											
58/783	1,50	Алеврит мелкозернистый с древесным аттритом	5,02	1,36	3,66	2,01	1,45	0,20	55,0	39,6	5,5	—	6,9
58/787	2,50	Алеврит мелкозернистый с большим количеством древесных остатков	4,83	1,30	3,53	1,39	2,07	0,07	39,4	58,6	2,0	—	5,8
58/790	3,75	Глина с древесными остатками, карбонатная	6,20	1,81	4,39	2,63	1,67	0,09	60,0	38,1	2,0	—	7,8
58/794	4,75	То же	5,59	2,32	3,47	1,92	1,45	0,11	55,2	41,6	3,2	—	7,7
		Анаклийское месторождение											
7/128	1,00	»	4,15	1,80	2,35	1,34	0,89	0,12	57,0	37,9	5,1	3,73	7,6
7/130	1,50	Алеврит мелкозернистый с гумусом (подпочва)	6,11	1,56	4,55	2,63	1,84	0,08	57,8	40,5	1,7	—	6,5
7/133	2,15	Глина с древесными остатками, аттритом и гумусом	4,42	1,78	2,64	1,01	1,56	0,07	38,3	59,1	2,6	2,96	6,5
7/135	2,75	Алеврит мелкозернистый с древесным аттритом, гумусом и корешками (почва)	5,04	1,73	3,31	1,08	1,95	0,08	36,8	60,7	2,5	—	—
7/137	3,25	Алеврит мелкозернистый с гумусом, карбонатный	5,19	1,85	3,34	1,01	2,23	0,10	30,2	66,7	3,0	—	7,6
		Набадское месторождение											
12/218	0,25	Глина с древесным гелинито-преколлинитовым торфом (слабо заторфованная)	3,49	1,58	1,91	0,45	1,43	0,03	23,6	75,0	1,6	20,52	4,95
12/220	0,65	Алеврит мелкозернистый с древесными гелинито-преколлинитовым торфом (слабо заторфованный)	3,70	1,89	1,81	0,70	1,09	0,02	38,6	60,2	1,0	15,24	4,85

окончание таблицы 3

Номер скважины (в числителе), номер образца (в знаменателе)	Глубина, м	Генетический тип осадка	В % на сухой осадок						В % от реакционноспособного железа			$C_{орг}$, %	pH
			$Fe_{вал}$	$Fe_{обл}$	$Fe_{реак}$	Fe^{3+}	Fe^{2+}	$Fe_{пир}$	Fe^{3+} HCl	Fe^{2+} HCl	$Fe_{пир}$		
12/225	1,75	Алеврит мелкозернистый с древесным аттритом	5,94	1,06	4,88	3,43	1,43	0,02	70,3	29,3	0,4	1,49	7,30
12/229	2,75	Алеврит мелкозернистый с древесным аттритом, корешками, карбонатный (почва)	4,53	1,50	3,03	1,28	1,62	0,13	42,3	53,5	4,3	3,37	7,35
12/232	3,75	Алеврит крупнозернистый с древесным аттритом, карбонатный	4,99	1,62	3,37	1,78	1,51	0,08	52,2	44,8	2,4	2,69	7,40
12/234	4,25	Глина с древесным гелинитопреколлинитовым торфом (слабо заторфованная)	4,45	1,89	2,56	0,62	1,84	0,10	24,1	71,9	3,9	19,3	5,05
		Имнатское месторождение											
45/667	0,50	Глина с комковатой текстурой, древесным аттритом, корешками, диатомовыми водорослями (современная почва)	4,71	2,40	2,31	1,73	0,56	0,02	74,9	24,2	0,9	12,48	5,20
45/668	1,00	Глина с древесным аттритом и корневыми остатками (современная подпочва)	3,49	1,90	1,59	1,06	0,50	0,03	66,6	31,4	1,9	16,90	5,40
45/677	4,00	Глина с древесным гелинитопреколлинитовым торфом (слабо заторфованная)	4,10	1,24	2,86	0,83	2,01	0,02	29,0	70,3	0,7	23,18	5,20
45/680	5,25	Глина с древесным аттритом, стеблевыми остатками, карбонатная	4,63	1,45	3,18	1,57	1,56	0,05	49,4	49,1	1,6	1,66	7,8
45/684	6,50	То же	4,47	1,17	3,30	1,73	1,51	0,06	52,4	45,7	1,8	1,66	8,0

бактерий в нем. Железо в осадках торфяных залежей, таким образом, не лимитирует процесс сульфидного минералообразования, так как этот элемент не является, как известно, дефицитным, а его реакционноспособная форма всегда имеется в осадках, содержащих разрушающееся органическое вещество.

МОРФОЛОГИЯ ВКЛЮЧЕНИЙ СУЛЬФИДОВ ЖЕЛЕЗА В ОСАДКАХ ТОРФЯНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ

Довольно многочисленные упоминания о наличии сульфидов железа (пирита и марказита) в торфяных залежах не сопровождались их специальными исследованиями. Между тем этот вопрос заслуживает внимания хотя бы для сравнения с включениями сульфидов в других типах осадков и угольных пластах, изученных в этом отношении значительно полнее. Как показали исследования, сульфиды железа в торфяных залежах Колхиды представлены двумя формами, из которых резко преобладающей является пирит (дисульфид железа FeS_2) и в подчиненном количестве встречается гидротроилит (моносульфид железа FeS).

В веществе осадков пирит обнаруживается в виде мельчайших кристалликов и фрамбоидов. Кристаллики одиночные или в скоплениях являются распространенной формой включений в осадках торфяных залежей [3]. Их размеры, как правило, не превышают нескольких микрон. При достаточно больших увеличениях они обнаруживают часто правильную кубическую форму, фрамбоиды пирита в прозрачных шлифах имеют вид черных шариков, которые в аншлифах при увеличении в 600 раз представляют собой шаровидные скопления отдельных кристалликов пирита. Они характеризуются высокой отражательной способностью и имеют золотисто-молочный цвет. Размеры фрамбоидов колеблются в пределах от 5 до 33 мк (в среднем ~10 мк). Их размеры составляют обычно десятые доли микрон. В большинстве случаев фрамбоиды в веществе торфа и минеральных осадках встречаются в скоплениях, в состав которых могут входить десятки отдельных форм, реже они образуют рассеянную вкрапленность. Иногда фрамбоды в скоплениях достаточно плотно прилегают друг к другу и образуют микроконкреции. Фрамбоиды и кристаллики пирита в осадках торфяных залежей приурочиваются к гелефицированным компонентам, являющимся продуктами микробиального распада растительных тканей. Нередко встречаются псевдоморфозы пирита по остаткам тканей травяных и древесных растений, а также псевдоморфозы пирита по диатомовым водорослям в озерных осадках и по фораминиферам в отложениях прибрежных зон моря. В растительных тканях, сохранивших анатомическую структуру, пирит чаще всего находится в полостях клеток, что говорит об использовании сульфатредуцирующими бактериями легко усвояемого внутриклеточного органического вещества. В некоторых случаях пирит замещает крахмальные зерна в клеточных структурах. Авторы при своих исследованиях обратили внимание на то, что морфология включений пирита в осадках торфяных залежей Колхидской низменности повторяет морфологические формы включений, которые встречаются в угольных пластах месторождений различного возраста. Это свидетельствует о том, что процессы сульфидообразования и факторы, его вызывающие, как в современных, так и в древних торфяниках, достаточно близки.

Вторая форма сульфидной минерализации железа — гидротроилит FeS обнаружилась в осадке верхнего слоя оз. Палиастоми, представленного алевритовой глиной. Гидротроилит окрашивает глинистый осадок в черный цвет. Однако на воздухе черная окраска исчезает и осадок приобретает характерный для глины серый цвет с бурыми пятнами и полями гидроксидов железа вследствие окисления гидротроилита. Гидротроилит, как известно [1, 4, 5 и др.], является первичным продуктом взаимодействия сероводорода и железа, который в ходе диагенеза преобразуется в пирит вследствие обезвоживания и присоединения свободной серы по реакции: $FeS + S = FeS_2$ [4, 8]. Это указывает, что гидротроилит в озерах, связанных с областями торфонакопления Беларуси, является основным

компонентом поверхностных литоральных песков и пелагических глин: они указывают, что на долю гидротроилита в таких осадках приходится ~50% общей серы. Поскольку гидротроилит встречается только в верхних слоях осадков озерных водоемов, а далее вниз по разрезу не обнаруживается, можно предположить, что он является метастабильной фазой в процессе образования пирита. В зримой форме среди вещества генетических типов осадков торфов и заторфованных глин, слагающих торфяные залежи Колхиды, включения гидротроилита макроскопически не различимы.

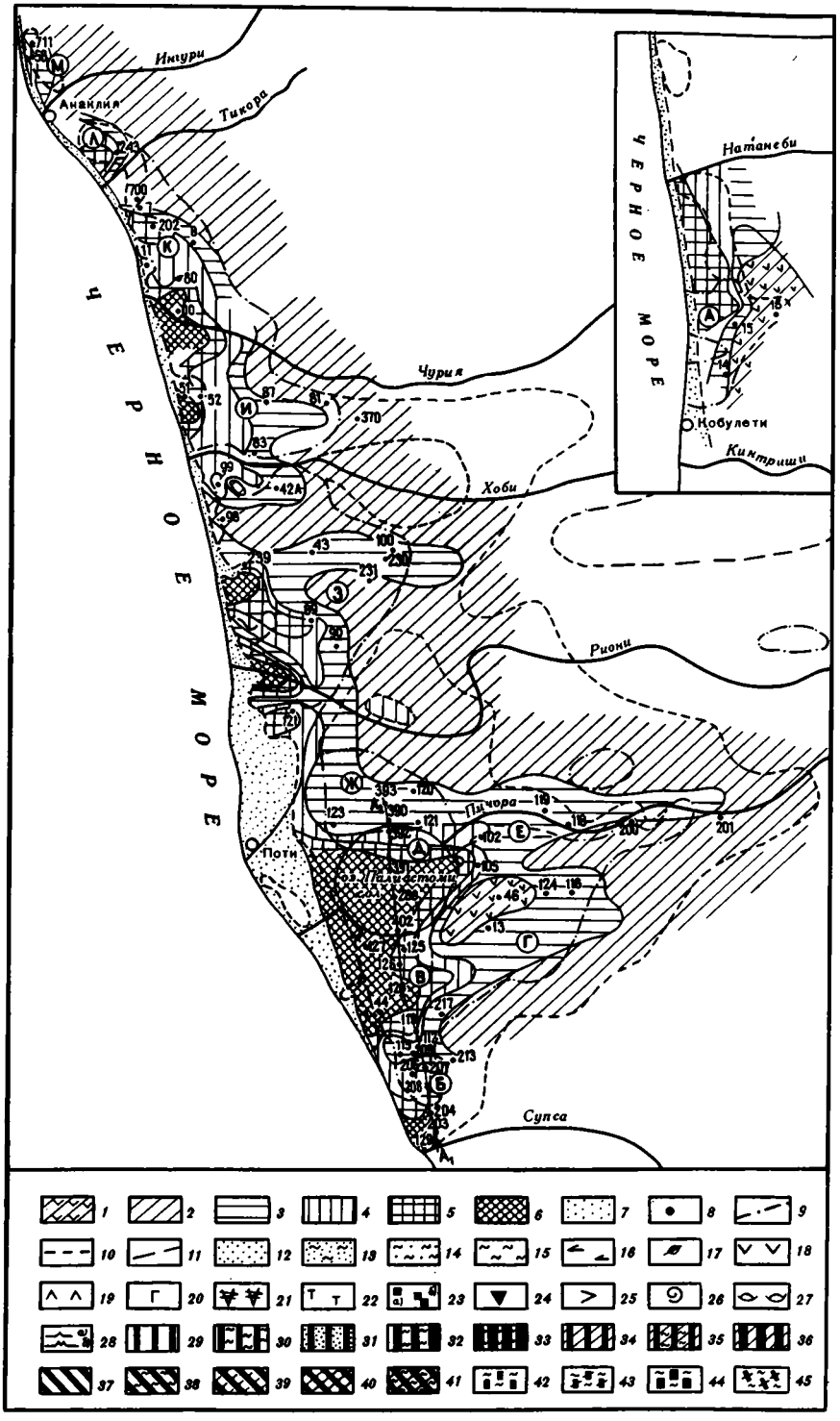
РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СУЛЬФИДОВ ЖЕЛЕЗА В РАЗРЕЗАХ И ПО ПЛОЩАДИ ТОРФЯНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ КОЛХИДЫ

Поскольку гидротроилитная форма сульфидной минерализации отмечена нами только в поверхностном глинистом осадке оз. Палиастоми и не обнаружена в торфяных залежах при изучении их в полевых условиях, в настоящем разделе речь будет идти только о пирите.

Содержание пирита в генетических типах осадков изученных торфяных залежей изменяется в широких пределах — от <1 до >5%[1] в расчете на сухое вещество (фиг. 1). Как показывают наблюдения под микроскопом, пирит крайне неравномерно распределяется в разрезе торфяных залежей, образуя слои с различной концентрацией. В распределении по разрезу торфяных залежей слойков с максимальной и минимальной концентрациями пирита наблюдается определенная приуроченность к соответствующим генетическим типам осадков, располагающихся в различных их частях. По большинству разрезов отмечается как бы чередование с повышенным и пониженным его содержанием. Наглядно это может быть иллюстрировано на примере скв. 202 Анаклийского месторождения [7] и многим другим. Но имеются случаи (Молтаквское м-ние), когда генетические типы осадков с наибольшей концентрацией пирита определенно тяготеют к верхней половине торфяного пласта [7]. По скв. 105 на Имнатском месторождении генетические типы осадков с повышенной концентрацией пирита оказываются, напротив, более характерны для нижней половины разреза торфяной залежи, а на Очамчирском месторождении (скв. 501) генетические типы осадков с повышенным содержанием пирита сосредотачиваются в верхней и нижней частях торфяного пласта. По многим разрезам торфяных залежей распределение пирита в достаточной мере соответствует распределению сульфатредуцирующих бактерий (скв. 202 Анаклийского м-ния; 217 Григолетского м-ния, 501 Очамчирского м-ния), что указывает на тесную взаимосвязь процессов сульфидообразования в торфяных залежах с жизнедеятельностью этих бактерий [7]. Вместе с тем имеются случаи отсутствия прямой корреляционной связи пирита и сульфатредуцирующих бактерий на отдельных участках разрезов торфяных залежей, а также обнаруживается несоответствие в количественном соотношении того и другого, хотя по конфигурации кривые распределения их близки между собой [7]. Эти случаи вполне объяснимы. Как известно, сульфатредуцирующие бактерии являются главным генератором сероводорода в раннем диагенезе. Однако экологический диапазон условий, в которых возможна активная жизнедеятельность этих микроорганизмов [2], значительно шире (в координатах pH—Eh) зоны термодинамической устойчивости сероводорода. Все это приводит к тому, что биогенный сероводород в зависимости от условий pH—Eh в соответствующем слое осадка сможет частично или полностью окислиться, исключаясь таким образом, из процесса сульфидного минералообразования [8].

Сравнительная оценка степени сульфидной минерализации разрезов торфяных залежей в целом позволила установить на площади торфонакопления Колхидской низменности зоны, характеризующиеся определенными пределами колебания

[1] Объемное содержание пирита определялось точечным методом в аншлифах и шлифах, изготовленных из проб осадков.


Ингури
Анаклия
Тикора
ЧЕРНОЕ МОРЕ
Натанеби
Кобулети
Кинтриши
Чурия
Хоби
Рионы
Пичора
Поти
Супса

Фиг. 1

Таблица 4

Среднее содержание пирита и серы в различных зонах сульфидной минерализации торфяных залежей Колхиды

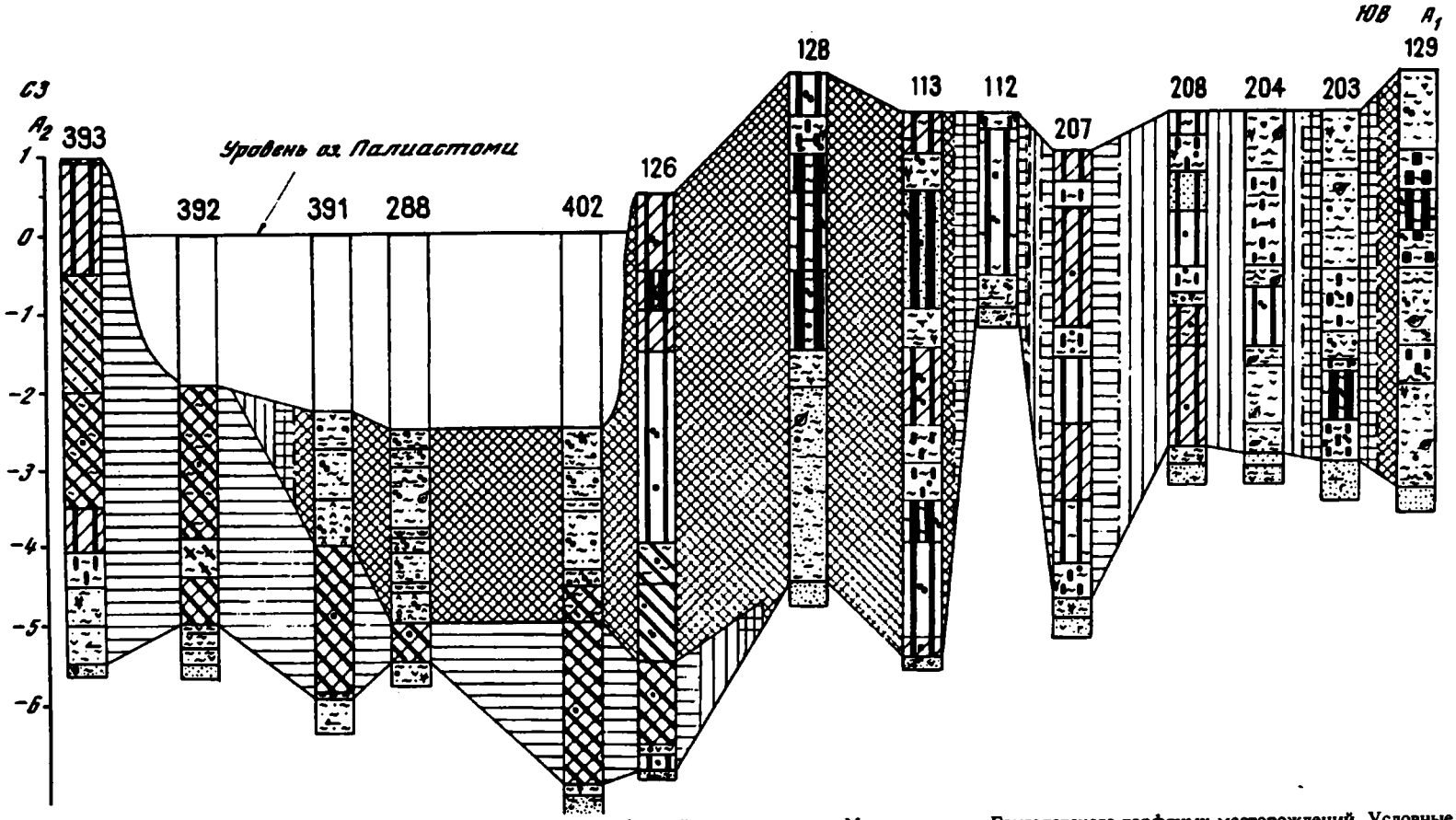
Тип зоны сульфидной минерализации	Среднее содержание серы на сухое вещество, %	Среднее содержание пирита на сухое вещество, %
0	0,0	0,0
I	< 0,3	0,0
II	0,3—0,5	< 1
III	0,5—1,2	1—3
IV	1,2—2,2	3—5
V	> 2,2	> 5

содержания в них серы и сульфидов железа (табл. 4). Количественная оценка степени сульфидной минерализации зон явилась результатом проведенных подсчетов среднего содержания серы и пирита по 150 разрезам торфяных залежей. В случаях четкого разграничения по содержанию пирита и серы нижней и верхней частей залежей подсчет того и другого производился раздельно для каждой части разреза залежи.

Как видно из табл. 4, выделено шесть зон, включая зону без пирита сульфидной минерализации торфяных залежей Колхиды, площадное распределение и соотношение которых показано на карте (см. фиг. 1) и иллюстрируется профилем (фиг. 2). Из анализа профиля следует, что в одних случаях тип сульфидной минерализации торфяной залежи не меняется во всей истории накопления ее осадков во времени (скв. 129—128 включительно и скв. 392, 393). В других скважинах, как, например, в районе оз. Палиастоми (скв. 402, 288, 391), второй тип зоны сульфидной минерализации, приуроченной к нижней части торфяной залежи, сменяется на пятый в верхней ее части, представленной озерными осадками Палиастоми. На профиле также виден характер смены одного типа зоны сульфидной минерализации торфяной залежи другим, который оказывается в большинстве случаев постепенным. Выделенные зоны сульфидной минерали-

Фиг. 1. Распределение зон сульфидной минерализации (пирита) на площади области торфонакопления Колхидской низменности

1 — нулевая зона — отсутствие сульфидной минерализации — сфагновые верховые болота; *2* — первая зона сульфидной минерализации (S < 0,3%, пирит 0,0); *3* — вторая зона сульфидной минерализации (S 0,3—0,5%, пирит < 1%); *4* — третья зона сульфидной минерализации (S 0,5—1,2%, пирит 1—3%); *5* — четвертая зона сульфидной минерализации (S 1,2—2,2%, пирит 3—5%); *6* — пятая зона сульфидной минерализации (S > 2,2%, пирит > 5%); *7* — береговой вал; *8* — скважины и их номера; *9—11* — контуры торфяников (*9* — выходящих на дневную поверхность, *10* — перекрытых более молодыми терригенно-глинистыми осадками и погруженные до глубины 25 м, *11* — предполагаемых погруженных); *12* — песок мелкозернистый; *13—14* — алеврит (*13* — крупнозернистый, *14* — мелкозернистый); *15* — глина; *16* — стеблевые остатки; *17* — остатки листьев; *18—19* — аттрит (*18* — древесный, *19* — травяной); *20* — гелифицированное коллоидное вещество; *21* — корешки растений; *22* — почвенные образования; *23* — пирит (*а* — мало, *б* — много); *24* — гидроксиды железа; *25* — спикулы губок; *26* — фораминиферы; *27* — пресноводная фауна; *28* — диатомовые водоросли (*а* — мало, *б* — много); *29* — древесный гелинито-преколлинитовый торф; *30* — древесный гелинито-преколлинитовый глинистый торф; *31* — древесный гелинито-преколлинитовый торф с песком; *32* — древесный гелинито-посттелинитовый глинистый торф; *33* — древесный гелинито-телинитовый глинистый торф; *34* — древесно-осоковый гелинито-преколлинитовый торф; *35* — древесно-осоковый гелинито-преколлинитовый глинистый торф; *36* — древесно-осоковый гелинито-посттелинитовый торф; *37* — тростниковый гелинито-преколлинитовый торф; *38* — тростниковый гелинито-преколлинитовый глинистый торф; *39* — осоково-тростниковый гелинито-преколлинитовый промытый торф; *40* — осоково-тростниковый гелинито-преколлинитовый торф; *41* — осоково-тростниковый гелинито-преколлинитовый глинистый торф; *42* — глина с древесным гелинито-преколлинитовым торфом; *43* — глина с древесно-осоковым гелинито-преколлинитовым торфом; *44* — глина с древесным гелинито-посттелинитовым торфом; *45* — глина с осоково-тростниковым гелинито-преколлинитовым торфом. *Торфяные месторождения*: А — Кобулетское, Б — Григолетское, В — Молтаквское, Г — Имнатское, Д — Палиастомское, Е — Пичорское, Ж — Потийское, З — Набадское, И — Чурийское, К — Анаклийское, Л — Тикорское, М — Зоргатское



Фиг. 2. Схематический профиль (A_1 — A_2) распределения зон сульфидной минерализации Молтаквского и Григолетского торфяных месторождений. Условные обозначения см. на фиг. 1

зации хорошо видны на карте (см. фиг. 1). Их распространение в общем ландшафтном плане приморской области торфонакопления Колхиды подчинено определенным закономерностям. Зоны IV и V типов сульфидной минерализации торфяных залежей связаны с прибрежной полосой области торфонакопления, тяготеют к устьевым частям крупных рек Колхидской низменности равнины и к берегам озер, имеющих связь с водами Черного моря (южная и центральная части оз. Палиастоми). Зоны II и III типов с меньшей сульфидной минерализацией, как правило, характерны для более удаленных частей области торфонакопления Черного моря и окраинной полосы, прилегающей к суходолам. Зона I типа с низкой сульфидной минерализацией характера также для торфяной залежи самой северной зоны оз. Палиастоми и прилегающего побережья.

Зона I типа, в которой сульфидная минерализация практически отсутствует, локализуется в верхней части разреза сфагновых торфяников Имнатского и Кобулетского месторождений. Нижние горизонты этих торфяников относятся к низинному типу и характеризуются более интенсивной сульфидной минерализацией (см. фиг. 1). Обращает на себя внимание факт пониженной сульфидной минерализации низинного торфяника Кобулетского болота, несмотря на его расположение в прибрежной зоне Черного моря. Средние содержания сульфидов в пределах выделяемых здесь III и IV зон близки к нижним значениям соответствующих интервалов (см. табл. 4). Эта особенность Кобулетского торфяника объясняется его расположением на фоне более повышенного рельефа Кобулетской впадины, в сфере ослабленного воздействия сульфатсодержащих морских вод. Как было показано ранее, реки этого прогиба (Натанеби, Кинтриши, Чолоки) в своих устьевых частях, содержат очень мало сульфат-иона. Показанная зональность сульфатной минерализации торфяников Колхидской низменности полностью согласуется с распределением концентраций серы в последних, которая, как показано ранее, поступила в бассейн седиментации в составе сульфат-иона черноморской воды.

Одним из интересных фактов, обнаружившихся при анализе площадных и стратиграфических закономерностей распределения сульфидов, связан с районом оз. Палиастоми. Ранее было обращено внимание на низкую концентрацию сульфидов в торфе, залегающем в основании отложений залива, и, напротив, высокое содержание сульфидов в последних (см. фиг. 1).

Оценивая этот факт, следует прийти к выводу, что затопление около 3 тыс. лет тому назад части торфяного массива солеными водами Палиастоми (содержание сульфат-иона более 600 мг/л) не оказало заметного влияния на содержание сульфидов в погребенном торфе [2].

Рассмотрев особенности пространственного распределения сульфидной минерализации в области торфонакопления Рионского межгорного прогиба в целом, можно установить региональную приуроченность зон высокой концентрацией сульфидов железа (и серы) к прибрежной области торфонакопления, причем ширина этих зон максимальна в приустьевых частях центральной части прогиба и сокращается по направлению к его бортам.

Таким образом, повышенная сульфидная минерализация является характерной чертой прибрежно-континентального типа торфонакопления и в этой связи распределяется по площади в соответствии с общей ландшафтно-геохимической зональностью Рионского межгорного прогиба.

Фиксируя связь сульфидообразования с прибрежно-континентальным типом торфонакопления, можно констатировать полную аналогию с процессами древнего торфонаколения (углеобразования). Обогащение сульфидами железа (высокая сернистость) — общее свойство прибрежно-континентальных торфяников (уголь-

[2] Заметим, что основание торфяной залежи под осадками Палиастоми синхронно (6 тыс. лет) началу современного торфонакопления в Колхиде. Это указывает на то, что лагуна Палиастоми не является реликтом Колхидского залива, а возникла значительно позже (около 3—4 тыс. лет тому назад, по данным абсолютного возраста верхних слоев торфа, погребенного под донными осадками).

ных пластов Донецкого, Подмосковного, Львовско-Волынского, Кизеловского, Пичорского и других угольник бассейнов). Устойчивое проявление соответствующей закономерности в геологической истории торфонакопления и углеобразования позволяет использовать полученные данные для решения многих актуальных научных и практических задач угольной геологии, например при реконструкции условий древнего торфонакопления и разработке методов прогнозирования качества угольных пластов.

* * *

Проведенные исследования позволяют оценить сложный комплекс факторов, взаимодействующих в процессе накопления серы и сульфидов в торфяниках.

Определяющее значение имеют концентрация сульфатов в водах, питающих торфяные болота, и наличие определенного количества органического вещества, доступного для усвоения сульфатредуцирующими бактериями. Сочетание этих факторов формирует генеральную закономерность: наиболее сернистые и обогащенные сульфидами торфяники располагаются в прибрежно-континентальной зоне, на пониженных приустьевых участках территории, где влияние морских вод, обогащенных сульфатами, было более частым и длительным.

Поступление сульфатов в Колхидский торфяной бассейн в составе морских вод определяет основную пространственную картину распределения сульфидов, связанную с соответствующими генетическими типами осадков и их фациальной принадлежностью в общем ландшафтном плане области торфонакопления Колхидской низменности.

Проявляется отчетливое сходство между характером сульфидной минерализации торфяников и угольных пластов. Это касается прежде всего повышенной концентрации сульфидов в прибрежных частях современных и древних торфяных массивов, минерального состава сульфидов, их морфологии, сложного, послойного распределения в разрезах торфяников. Таким образом, можно отметить генетическое единство процессов осадконакопления и сульфидного минералообразования в современных и древних торфяниках.

Приведенные в настоящей работе новые данные о сульфидах и сере в торфяниках месторождений Колхидской низменности восполняют существенный пробел в геохимии раннего диагенеза минеральных осадков и органического вещества, а также являются определенным вкладом в теорию осадочного процесса в целом и в некоторые актуальные проблемы угольной геологии в частности.

Список литературы

1. *Архангельский А. Д.* Сернистое железо в отложениях Черного моря//БМОИП. 1934. № 12 (3). С. 431—441.
2. *Баас-Бекинг Л. Г., Каплан И. Р., Мур Д.* Пределы колебаний pH и окислительно-восстановительного потенциала природных сред//Геохимия литогенеза. М.: Изд-во иностр. лит., 1063. С. 11—84.
3. *Кизильштейн Л. Я.* Генезис серы в углях. Ростов-н/Д.: Изд-во Ростов. ун-та, 1975. 198 с.
4. *Лукашев К. И., Ковалев В. А., Жуховицкая А. Л. и др.* Формы и динамика серы в торфах и осадках озер Белоруссии//Литология и полез. ископаемые. 1972. № 3. С. 34—47.
5. *Страхов Н. М.* Осадкообразование в Черном море//Образование осадков в современных водоемах. М.: Изд-во АН СССР, 1954. С. 81—136.
6. *Страхов Н. М.* Формы железа и их значение для теории диагенеза. К познанию диагенеза осадков. М.: Изд-во АН СССР, 1959. С. 92—119.
7. *Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И., Кизильштейн Л. Я.* Сульфидообразование в области современного торфонакопления Рионского межгорного прогиба. Сообщение 1//Литология и полез. ископаемые. 1994. № 1. С. 3—28.
8. *Чухров Ф. В.* О пирротине и пирите в кергенских рудах и некоторых общих вопросах генезиса сульфидов железа//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1936. № 1. С. 129—154.

Геологический институт РАН,
Москва

Поступила в редакцию
7.VI.1993

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 2, 1994

УДК 551.577:552.14(575.172)

© 1994 Рубанов И. В.

ОСАДКИ СОВРЕМЕННОЙ ОСУШКИ АРАЛЬСКОГО МОРЯ, ИХ ДИАГЕНЕЗ И ВЛИЯНИЕ НА ЭКОЛОГИЮ ПРИАРАЛЬЯ

Приводится литологическая характеристика субаквальных осадков современной осушки Аральского моря, накопившихся до снижения его уровня. Показано, что после регрессии водоема, обусловленной антропогеновым фактором, на обсохшем бывшем морском дне седиментогенез осуществляется лишь в небольших масштабах в субаэральных условиях. Заметную роль в это время приобретают диагенетические процессы в осадках. Ухудшение экологической обстановки в Приаралье определяется не столько выносом солей с осушки моря, сколько деградацией растительного покрова и фауны и особенно — поступлением сюда заведомо непригодных для питья речных вод.

Катастрофическое снижение уровня Аральского моря (на 15 м), начавшееся в 1961 г., вызванное резким сокращением поступавшей в него воды, привело к обсыханию донных осадков почти на половине первоначальной площади водоема [22]. Сокращение поступающей в Приаралье амударьинской и сырдарьинской вод, ухудшило ее качество. Вода в этих реках стала не только во много раз солонее (с 0,4 до 2 г/л), но и в значительной мере отравлена различными ядохимикатами и удобрениями, поступающими со сбросовыми водами с орошаемых земель водосборного бассейна [4, 15, 11]. Осадочный материал, ранее накапливавшийся в водной (субаквальной) среде, за короткий промежуток времени вышел из-под уровня моря и оказался в субаэральных условиях, что привело к существенным преобразованиям в обнажившихся грунтах. Столь грандиозные масштабы нарушения природного равновесия под воздействием антропогенового фактора — уникальное явление в истории Земли. Поэтому знание особенностей строения осадков, их диагенеза (преобразования) в условиях осушки, а также влияние на окружающую среду (экологию) имеет важное как теоретическое, так и практическое значение.

Анализом особенностей преобразования осадков субаквальной среды при переходе их в субаэральную занимались многие исследователи [12, 21, 24, 28, 29 и др.]. П. П. Тимофеев с соавторами [25] назвал этот процесс *почвенным диагенезом*. Нами он условно назван *диагенезом*.

Донные осадки Аральского моря охарактеризованы в работах многих исследователей [1, 2, 5, 9, 16, 17, 20, 23, 27 и др.]. Сведения о строении и составе осадков ранее базировались исключительно на основе анализа проб, отобранных с борта морских судов дночерпателями и грунтовыми трубками разных конструкций (прямоточными, поршневыми, вибропоршневыми). Причем точки опробования отстояли друг от друга на расстоянии многих (от 5 до 50 км) километров. Вследствие этого достоверность данных о границах смены литологических типов осадков по латерали, общего их количества, текстурных особенностей и др. была недостаточной. Особенно это касается Восточно-Аральского мелководья с глубоко вдающимися в континент заливами и Акпеткинского архипелага, куда не могли заплывать морские суда для отбора проб.

Изучение осадков осушки осуществлялось маршрутными пересечениями (пешими, автомобильными, вертолетными и самолетными) главнейших ландшафтно-литологических ее разновидностей с использованием космических и аэрофо-

тоснимков. Отбор проб проводился как непосредственно с поверхности осадков, так и в закопушках, шурфах и по скважинам мотобура (на глубину до 3—5 м). Опробование проведено более чем по 300 точкам наблюдения, отстоящим друг от друга на расстоянии (2—50 км), достаточном для прослеживания границ смежных литологических единиц.

По мере снижения уровня моря появилась возможность непосредственного изучения донных осадков, ранее скрытых под водой. Это позволило не только уточнить их строение, но и выявить ранее неизвестные литологические типы осадков. Так, вдоль того же бывшего мелководья нами впервые были выделены две обширные зоны хемогенных осадков — карбонатная и гипсовая [16—18], а в Акпеткинском архипелаге установлен новый для Арала органогенный тип осадков — сапропелеподобный [18].

Известно, что слабоминерализованная (9—10 г/л) вода Аральского моря до начала снижения его уровня находилась в основном на карбонатной стадии хемогенного осадконакопления [2, 3]. В водоеме преобладало терригенное накопление осадков, тогда как хемогенное (карбонатное) заметно фиксировалось преимущественно в пределах халистатических (удаленных от берега) участках акватории моря. Здесь на долю карбонатного материала приходилось до 50% общей массы осадков и он по существу представлял собой мергель [2, 5, 27].

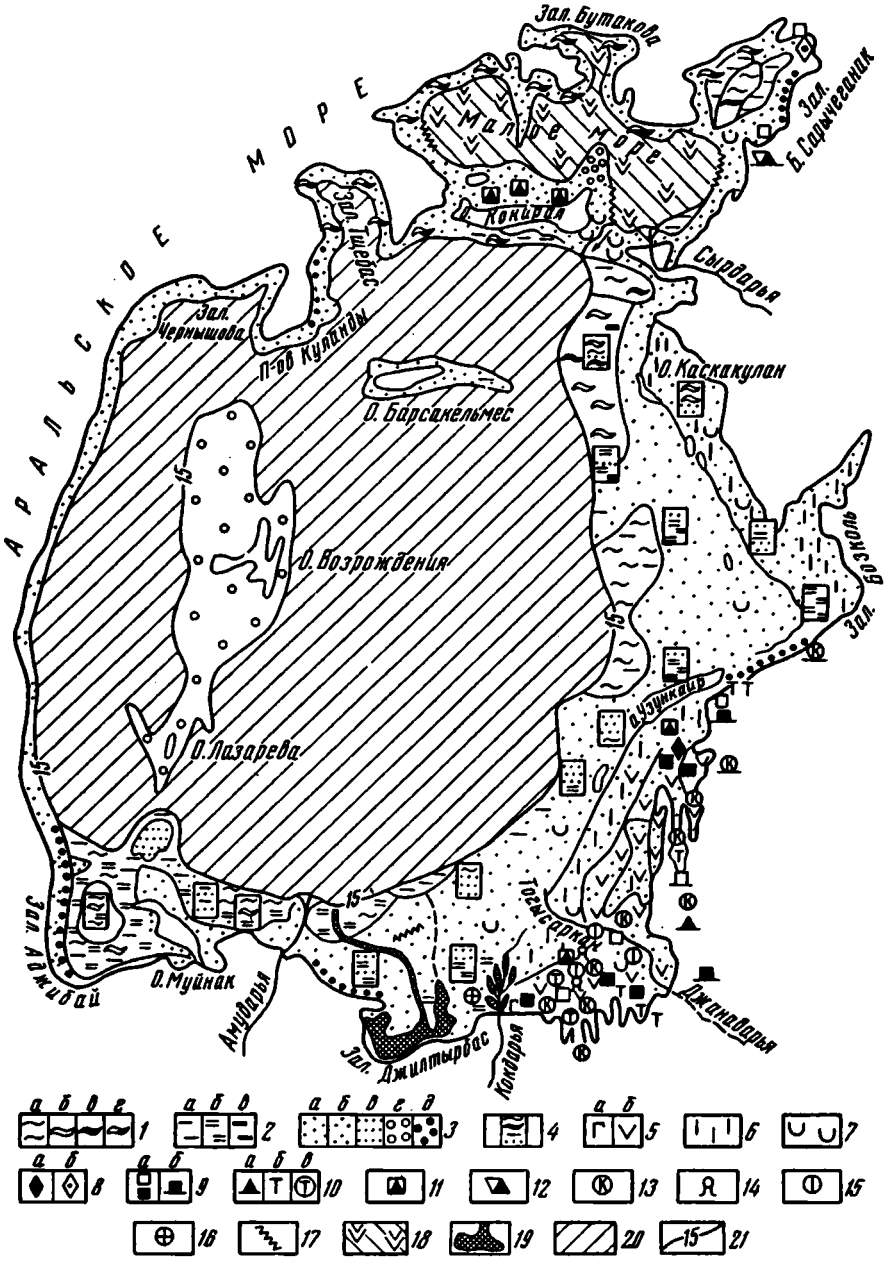
Следующая зона относительно более интенсивного хемогенного осадконакопления, как мы увидим ниже, располагалась вдоль восточных мелководных берегов Арала — преимущественно в пределах заостровной зоны и у архипелага Акпетки.

К настоящему времени в остаточном Аральском водоеме резко увеличилась (с 10,2 до 36,2 г/л) соленость морских вод (вследствие сокращения поступающей в него воды и продолжающегося интенсивного ее испарения). Это привело к смене карбонатного хемогенного осадконакопления на сульфатное (кальцита на гипс). Терригенное же осадконакопление резко снизилось в результате почти полного прекращения поступления в водоем речных вод (в отдельные годы в море вовсе не поступали воды Сырдарьи и Амударьи) и уменьшения абразии берегов (вследствие понижения уровня моря и выполаживания берегов). На вышедшем из-под уровня моря бывшем мелководье практически полностью прекратилось нормальное морское осадконакопление, и на образовавшейся осушке получили развитие новые геологические процессы, свойственные аэральным условиям пустыни.

В целом осадки современной осушки могут быть подразделены на субаквальные, накопленные на трансгрессивной стадии моря (до начала формирования осушки), и субаэральные, образовавшиеся на осушке после регрессии моря (после 1961 г.).

Фиг. 1. Схема литологии поверхностных осадков современной осушки Аральского моря (субаквальной стадии) до глубины 1 м (на 1/I.1991 г.)

1 — глина (*а* — морская серая, *б* — дельтовая бурая, шоколадная, *в* — болотная темная, черная, *г* — монтмориллонитовая зеленая); *2* — алеврит (*а* — морской светлый; *б* — дельтовый бурый, шоколадный, *в* — болотный темный); *3* — пески (*а* — полимиктовые буроватые, *б* — обломочно-карбонатные рыжие, *в* — кварцевые светлые мелового возраста, *г* — оолитовые светлые, *д* — дюнные); *4* — смена литологических разновидностей осадков на глубину до 1 м; *5* — гипс (*а* — гипсовые корочки и пластинки на обсохших группах, *б* — гипсовая пыль и песок гипсовой зоны из светлых кристаллов неправильной формы размером 0,01—1 мм); *6* — карбонатная пыль карбонатной зоны в качестве примеси к терригенному осадку; *7* — раковины моллюсков; *8—12* — хемогенные осадки, часть которых накопилась после образования современной осушки, а часть — древнеаральской: *8* — мирабилит на осушке (*а* — на поверхности, *б* — погребенный), *9* — галит (*а* — на современной осушке, *б* — то же на древнеаральской террасе; светлый знак — мощность от 5 до 20 см, темный — от 20 до 150 см), *10* — тенардит (*а* — кристаллический, *б* — пушонка, *в* — сульфатники — вверху пушонка тенардита, внизу — кристаллический мирабилит), *11* — галит, подстилаемый астраханитом, *12* — астраханит с тенардитом; *13* — керчевники; *14* — пеньки огипсованного тростника; *15* — сапропелеподобные осадки; *16* — торф; *17* — наиболее значительные скопления отмерших водорослей (чалана); *18* — современное накопление гипса в Малом море и зал. Бутакова; *19* — озерные водоемы из сбросных (коллекторных) вод на осушке; *20* — акватория Большого моря (соленость около 30 г/л); *21* — береговая линия моря, уровень которого снизился к настоящему времени на 15 м


Зал. Бутакова
Малое море
Зал. Б. Сарычеганак
Аральское море
Зал. Ишерас
О. Кокарал
Сырдарья
Зал. Чернышова
П-ов Кулаклы
О. Каскакулан
О. Барсакельмес
О. Возрождения
Зал. Возколь
Узункыр
О. Лазарева
Тосмерник
Зал. Адибай
О. Муйнак
Амударья
Зал. Джилтырбас
Кондарья
Джанадарья

Фиг. 1

ОСАДКИ ОСУШКИ СУБАКВАЛЬНОЙ СТАДИИ

Среди осадков осушки, накопленных на трансгрессивной (субаквальной)[1] стадии Арала (до 1961 г.), выделяются: обломочные, хемогенные и органогенные образования.

На фиг. 1 показаны главнейшие литологические разновидности поверхностных осадков осушки, а на отдельных ее участках сделаны врезки (до глубины 1 м), указывающие на переслаивание их.

Обломочные осадки составляют более 90% общей их массы. Сложены они песками, алевритами и реже глинами.

Пески — преимущественно кварц-полевошпатовые, кварцевые, оолитовые, а у чинка Устюрта — известково-обломочные. В пределах современной осушки на долю песков приходится около 80% ее осадков. Пески почти непрерывно опоясывают остаточный Аральский водоем и его острова, являясь здесь осадками волноприбойной фациальной зоны (пояса, по В. И. Попову) [13]. Лишь в пределах современных и древних дельт Амударьи и Сырдарьи (на юге и востоке Арала) песчаный материал фациально замещается алевритами, на севере (в Малом море) вдоль коренных выходов палеогеновых глин песчаная осушка сменяется преимущественно глиняной. Кварц-полевошпатовые пески слагают в основном южную и восточную осушки; известняково-обломочные — западную, кварцевые — небольшие участки в районах выхода меловых и палеогеновых песков на востоке и у чинка Устюрта на западе, а также на о-ве Дружбы (на юго-западе Арала). Оолитовые пески распространены преимущественно вокруг о-вов Лазарева и Возрождения.

Алевриты составляют примерно 15% массы осадков осушки и распространены в основном вблизи современных и древних дельт Амударьи (на юге и юго-востоке Арала) и Сырдарьи (на востоке), представляя собой в основном осадки пойменных фаций надводных дельт и аллювиально-морские осадки подводных дельт. Кроме того, значительные участки осадков осушки алевритового состава начали обнажаться (вслед за песками) в прибрежной зоне усыхающего Арала. Минеральный состав алевритов в основном полимиктовый.

Глины на осушке имеют максимальное распространение вдоль северо-западных берегов Малого моря, где они слагают осадки волноприбойной фациальной зоны. Они образуются здесь в результате размыва коренных выходов палеогеновых гидрослюдистых и монтмориллонитовых глин.

Повышенное количество глинистого вещества отмечается также в пределах небольших участков застойных зон бывших подводных дельт Амударьи и Сырдарьи на юге и востоке осушки моря. Всего на долю глин приходится около 5% массы осадочного вещества осушки.

Хемогенные осадки, накапливавшиеся на территории будущей осушки Арала (до начала снижения его уровня, т. е. до 1961 г.), представлены карбонатами и сульфатами кальция (кальцит, гипс) и водорастворимыми солями (мирабилит, тенардит, галит, астраханит). Карбонаты, как было сказано выше, накапливались в пределах всей территории акватории Аральского моря, поскольку водоем находился на карбонатной стадии своего осолонения. Выпадение карбоната из морской воды шло одновременно с осаждением терригенного материала, и в зависимости от скорости осаждения хемогенной или терригенной составляющей осадка менялся и их состав. Вследствие этого помимо обогащенного карбонатами осадков центральных участков моря (за счет относительно слабого выноса сюда кластогенного материала), на Восточно-Аральском мелководье (где шло более интенсивное испарение прогретой до дна морской воды и потому более соленой) само карбонатное осадконакопление происходило интенсивнее, тогда как терри-

[1] Мелкие колебания (±3,5 м) уровня моря наблюдались в течение последних нескольких столетий. Здесь же под трансгрессией понимается превышение уровнем моря абсолютных высот от +45 до +53 м, а под регрессией — падение его ниже +45 м.

генное — слабее (так как волновое движение здесь ослаблялось мелководьем). Этому способствовало также наличие в нескольких десятках километров от Восточно-Аральского материка меридиональной цепочки островов, протягивающейся параллельно берегу, которая затрудняла смешение этих вод с водами открытого моря. Все это привело к относительному обогащению осадков карбонатами, что и позволило нам [19] выделить здесь карбонатную зону осушки (см. фиг. 1). Причем на долю карбоната в осадках этой зоны, представленных преимущественно песками, приходится до 20—30% массы осадочного материала.

Далее к юго-востоку от рассматриваемой зоны (в еще большем удалении от открытого моря) карбонатное хемогенное осадконакопление сменялось гипсовым, которое почти не сопровождалось осаждением терригенного материала. Вследствие этого на отдельных площадях юго-восточной осушки бывшее песчаное дно моря было перекрыто пластом хемогенного гипса (кристаллы и их агрегаты) песчаной размерности мощностью до 20—30 см. Все это позволило нам выделить здесь гипсовую зону. Последняя местами глубоко вдается в континент в соответствии с конфигурацией бывших мелководных заливов, вытянутых меридионально.

Гипс не только оседал свободно на морское дно этого мелководья, но и накапливался на стеблях растений, произраставших в Приаральской пустыне, затопленной в последнюю (до 1961 г.) трансгрессию Арала. Это привело к формированию здесь своеобразных гипсовых кочек — керчевников высотой до 1,5 м и диаметром до 1,5—3 м.

Наконец, в тупиковых участках узких восточно-аральских заливов, где концентрация солей в морской воде достигала 100 г и более, выпадали водорастворимые соли (мирабилит-тенардит, галит, астраханит), которые сохранились здесь в виде небольших пятен (галогенных осадков).

Органогенные образования, накопленные до начала снижения уровня Арала, наименее распространены среди осадков осушки, составляя в целом не более единиц процента общей их массы. Представлены они раковинами и растительными остатками. Среди раковин больше всего моллюсков — *Cardium* (размер которых достигает 3—3,5 см), меньше — *Adacna*, *Dreissena*, *Gidrobia* (до 1 см) и остракод (до 1 мм). Скопления раковин иногда образуют пластики до нескольких десятков сантиметров на площади в несколько сотен квадратных метров.

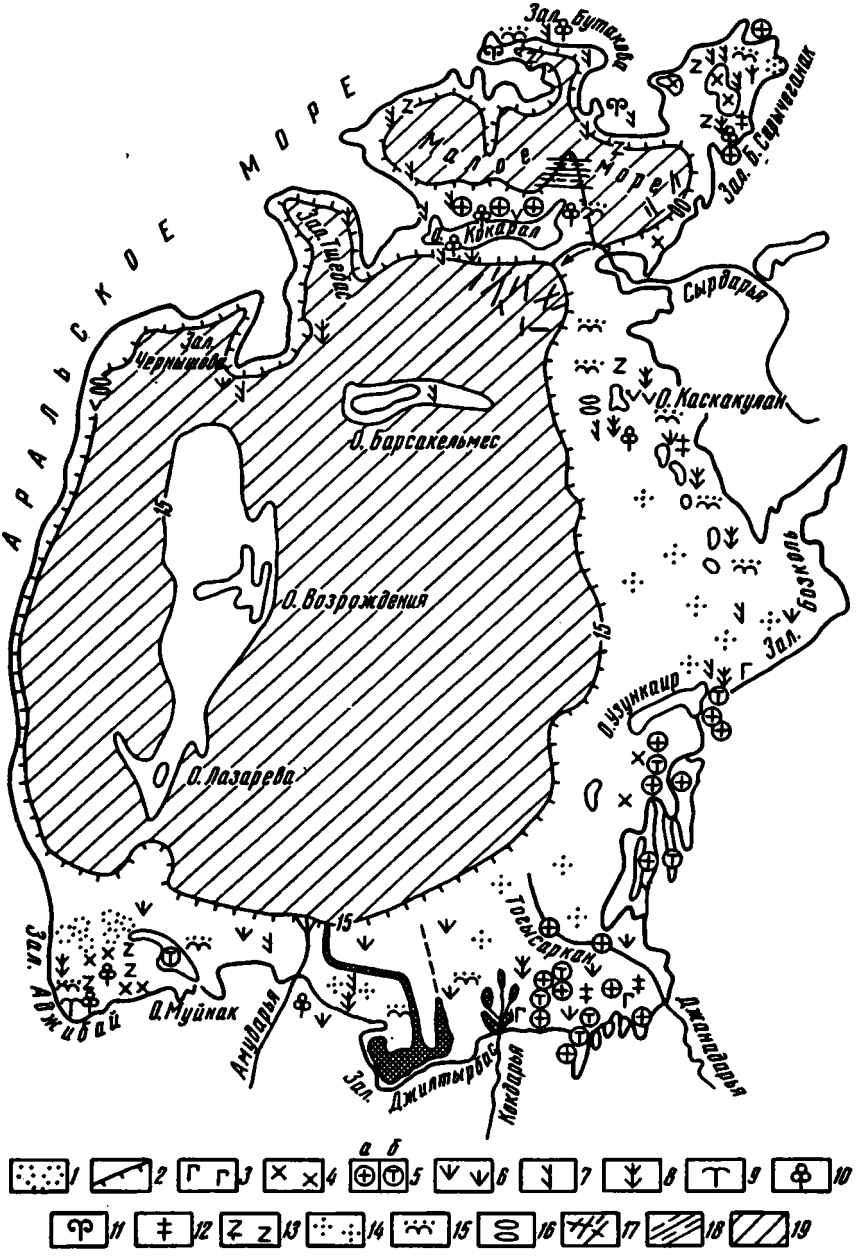
Из числа растительных остатков преобладают водоросли *Zostera* (местное название — «чалан»), которые встречаются на осушке в виде валов протяженностью в несколько сотен метров при ширине до 20 м и мощности до 1 м.

На отдельных участках бывшего юго-восточного мелководья (Акпетки) встречаются линзовидные тела сапропелеподобных осадков (скопления полусгнивших растительных остатков и меньше — раковин отмерших организмов), которые накапливались на дне небольших впадин (до первых сотен метров в диаметре и глубиной до 2—3 м).

В естественном виде эти осадки представляют собой зыбкое студенистое темное (рыжее) органо-минеральное вещество (карбонат-глина алеврито-песчаная) с содержанием органического углерода до 2,56%. Имеются также скопления торфоподобного вещества, представляющего собой частично обугленные остатки тростниковых зарослей. Больше всего оно встречается западнее Акпеткинского архипелага на границе бывшего берега и моря, где образует «пятна» на поверхности алеврито-песчаного грунта площадью до 100×100 м каждое и мощностью до 15 см.

Осадки осушки субаэральной стадии

По мере выхода донных осадков Арала из-под уровня моря субаквальная среда осадконакопления района мелководья сменяется субаэральной. При этом собственно седиментогенез в значительной мере затухает, сменяясь преимущественно диагенезом. Осадконакопление на осушке сводится (фиг. 2) к эоловому


Аральское море
Малое море
Зал. Бутаков
Зал. Б. Сарычеганак
О. Кокарал
Зал. Тущебас
Зал. Чернышева
Сырдарья
О. Каскакулан
О. Барсакельмес
О. Возрождения
О. Лазарева
Зал. Бозколь
О. Кушкаир
Госмасаркан
Зал. Аджибай
О. Муйнак
Амударья
Зал. Джилтырбас
Кандарья
Джанадарья
15
а б
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10
11 12 13 14 15 16 17 18 19

Фиг. 2

(преобладает), хемогенному (меньше) и фитогенному (незначительное). Причем хемогенный седиментогенез происходит на осушке по существу в субаквальных условиях (в остаточных и фильтрационных водоемах на поверхности осушки).

Эоловый седиментогенез наиболее интенсивно происходит в северной части бывшего зал. Аджибай. Здесь навеянные массивы песчаного материала образовались вследствие дефляции предчинковых береговых осадков и осадков района м. Тигровый хвост на бывшем о-ве Муйнак. Перемещаясь навстречу друг другу под воздействием ветра, они сомкнулись между собой, перекрыв эоловым песками мелкозернистые (глинисто-алевритовые) морские донные осадки. Мощность этих эоловых осадков (собранных в барханы и в горизонтальные напластования песка) достигает 1—3 м. Перекрывая ровную поверхность морских осадков залива, пески одновременно заполняют глубокие (до 1,5 м) трещины (шириной до 20 см). Последние образуются из-за усыхания тонкозернистого материала. Сформировавшаяся таким образом порода сочетает в себе осадки субаквального и субаэрального генезиса. Вероятно, таким путем создается в природе одна из разновидностей песчаного диапиризма, упоминаемого в литературе [26]. Крупные песчаные массивы были сформированы в результате эолового перемещения (осадконакопления) на восточно-аральской осушке (особенно южнее устья Сырдарьи), менее значительные — на северо-востоке зал. Большой Сарычеганак, а также на востоке островов Кокарал и Барсакельмес.

Хемогенное осадконакопление на осушке происходит как в субаквальных, так и в субаэральных условиях. Субаквальный хемогенный седиментогенез сводится преимущественно к выпадению солей из осолоняющихся остаточных морских и грунтовых вод, питающих соляные озера (после ухода моря),— карбонатов, гипса и водорастворимых солей. Причем аутигенные карбонаты и гипсы не скапливаются в сколько-нибудь заметные мономинеральные пласты, тогда как водорастворимые соли образуют самостоятельные слои площадью до нескольких квадратных километров (например, соляное озеро на осушке севернее о-ва Кокарал площадью около 10 км^2) при мощности в несколько десятков сантиметров. В минеральном составе водорастворимых солей (галогенных осадков) преобладают галит, мирабилит (тенардит), астраханит, реже — глауберит, эпсомит.

Наиболее значительное субаквальное хемогенное осадконакопление отмечается на юго-востоке осушки Арала (в Акпеткинском архипелаге) и на осушке севернее о-ва Кокарал. В Акпетки многочисленные мирабилит-тенардитовые соляные залежи размером около 100×100 м каждая (при мощности до 30—50 см) приурочены к плоским впадинкам, расположенным на пологих склонах, тогда как галит-астраханитовые — к днищам палеорусел Джанадарьи (Тогысаркан), где мощность соляных линз достигает 1 м, а площадь — 50×100 м. На осушке севернее о-ва Кокарал галогенные осадки представлены тремя соляными залежами галит-астраханитового состава и площадью от 1 до 10 км^2 каждая.

Субаэральный хемогенный седиментогенез на осушке проявляется в виде солончаков, широко распространенных в пределах маршевой зоны усыхающего Аральского водоема и на пониженных участках остальной ее территории, там,

---

Фиг. 2. Схема литогенеза субаэральной стадии осушки Аральского моря (осадконакопление и диагенез)

Осадконакопление: *1* — эоловое (навеянные пески на донные осадки); *2—5* — хемогенное (в том числе внутригрунтовое засоление): *2* — корковые солончаки маршевой зоны, *3* — гипсовые корки и пластики на обсохших грунтах, *4* — солончаки на дне понижений, *5* — скопления солей (*а* — галитников, *б* — сульфатников); *6—12* — фитогенное (*6* — солянка, *7* — шведа, *8* — лебеда, *9* — камыш-тростник, *10* — тамарикс, *11* — разнотравье, *12* — саксаул). *Диагенез* (в том числе внутригрунтовое засоление): *13* — усыхание (трещины усыхания); *14—15* — дефляция (*14* — мелкие барханчики на песчаных грунтах, *15* — барханы, сформированные за счет донных осадков волноприбойной зоны моря); *16—18* — эрозия и другие процессы (*16* — промоины на мелкозернистых донных осадках — «бараньи лбы», *17* — борозды днищ кораблей, в основном на дне современного водоема, *18* — линеаменты); *19* — остаточный водоем Малого и Большого моря. Остальные условные обозначения см. на фиг. 1

где близкое залегание грунтовых вод (морских и подтекающих с континента) способствует выносу по капиллярам большого количества солей в грунт и на их поверхность в результате интенсивного испарения. Водорастворимые соли и гипс обычно образуют на солончаках терригенно-хемогенную (1—3 м) корочку, в минеральном составе которой преобладают галит и тенардит.

Помимо современной маршевой зоны остаточного Аральского водоема солончаки широко развиты в Акпетки и в центре обсохших бывших крупных заливов — Аджибай, Джилтырбас, Бозколь и Сарычеганак.

Фитогенное осадконакопление происходит на интенсивно зарастающих участках современной осушки Аральского моря. В первую очередь сюда относится северо-западная осушка Малого моря. Здесь благодаря круглогодичной высокой влажности обсохших глин (гидрослюдисто-монтмориллонитового состава), сформировавшихся в результате размыва коренных неоген-палеогеновых пород, образовался плотный травяной покров. Продукты отмирания этого покрова и являются органогенным материалом для формирования современных фитогенных осадков — в виде тонкого (несколько миллиметров) фитогенного пластика.

На других участках осушки растительный покров менее плотный и соответственно накопление фитогенного материала еще менее значительное. В целом седиментогенез на осушке за счет фитогенного материала развит слабо, поскольку в аэральных условиях (при сухом и жарком климате Приаральской пустыни) органика легко разрушается, не оставляя осадка.

ДИАГЕНЕЗ НА ОСУШКЕ

К диагенезу мы относим те преобразования в осадках осушки, которые произошли в них после выхода из-под уровня моря. Диагенез приводит в основном к окаменению бывших донных грунтов, но наряду с этим образовавшиеся осадки могут и разрыхляться при изменении физического их состояния (например, при переходе мирабилита в пушонку тенардита).

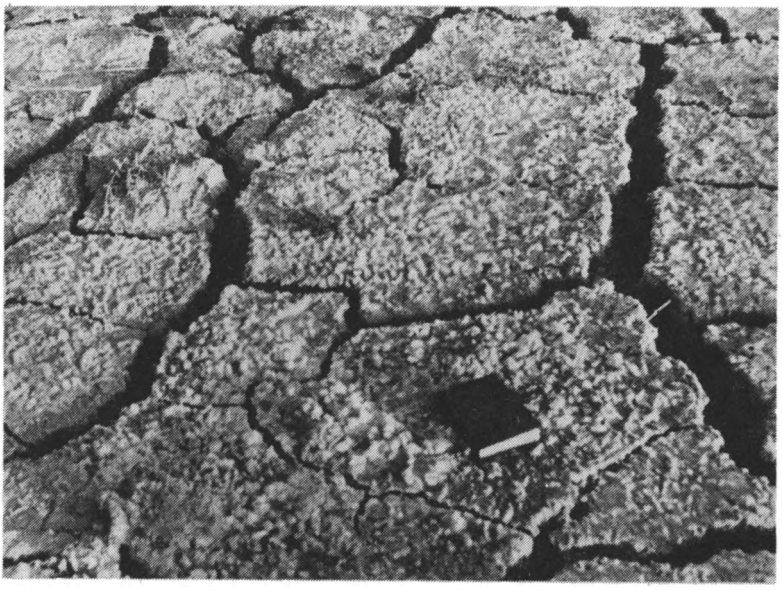
Основные диагенетические преобразования осадков сводятся к их засолению, усыханию, дефляции, эрозии и зарастанию (см. фиг. 2).

Засоление грунтов осушки, приводящее к их диагенезу после выхода из-под уровня моря, выражается в изменении физико-химического состояния, окаменении и др. вследствие выпадения солей на некоторой глубине и на их поверхности (фиг. 3), испарения грунтовых вод, поднимающихся по капиллярам (о чем было сказано выше). Причем вначале в нижней части профиля выпадают карбонаты, выше — гипс, а ближе к дневной поверхности (и на поверхности грунтов) — водорастворимые соли [8]. Диагенетическое преобразование грунтов осушки в результате засоления отмечается по существу на всей ее площади с разной степенью интенсивности — от долей процента солей на рассоленных участках до 1,3—5% и более — на солончаках.

Усыхание осадков осушки — есть диагенетическое преобразование, вызванное сокращением объема морского грунта вследствие испарения иловых вод. На осушке Арала наиболее интенсивному усыханию подвержены мелкозернистые (алевритово-глинистые) осадки, растрескивающиеся на разновеликие (до 1—2 м в поперечнике) блоки (фиг. 4). Глубина разделяющих их трещин достигает 1,5 м, ширина — 10—15 см. Обширные площади растрескавшихся морских илов встречаются, например, на некотором (1—5 км) удалении от коренного берега бывшего зал. Аджибай (главным образом на востоке) или на северо-западной осушке Малого моря. Трещины усыхания в условиях пустыни являются хорошими поглотителями продуктов эоловой транспортировки осадка. При заполнении их песчаным эоловым материалом бывшие монолитологические глинистые и алевритовые осадки приобретают фактически другой вещественный состав, подвергаясь, таким образом, существенному (диагенетическому) преобразованию в аэральных условиях.

Дефляция обсохших грубозернистых донных грунтов — песков, слагавших плоское дно обширных мелководий Арала, привела в настоящее время к фор-

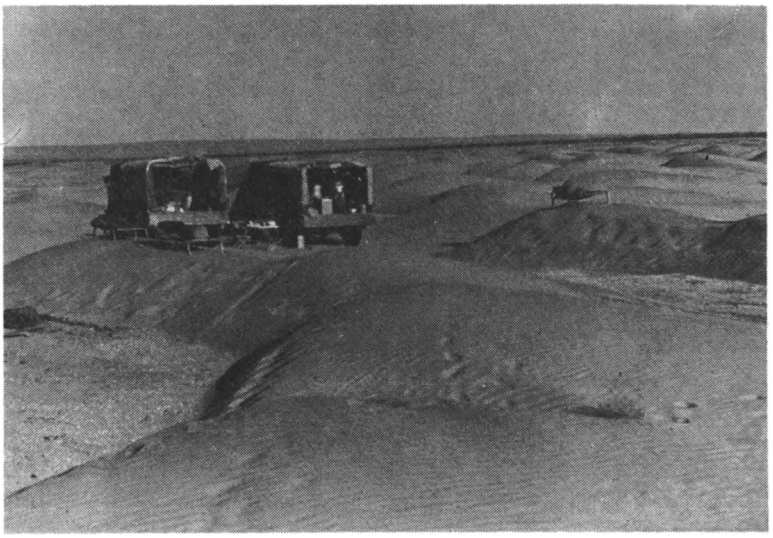
Фиг. 3. Скопления солей на поверхности морских глин зал. Аджибай



Фиг. 4. Трещины усыхания на глинистых грунтах осушки Арала у м. Торанглы (западный берег Малого моря)

мированию на значительных его площадях разновеликих барханов (до сотен метров в длину и до 4—5 м в высоту). Это главным образом районы восточно-аральской осушки, а также небольшие массивы эоловых барханов на западе — зал. Аджибай и Джилтырбас, на северо-западе — Акпетки, на севере и востоке — о-в Кокарал (фиг. 5), на северо-востоке — зал. Сарычеганак.

Другие типы терригенных осадков осушки — алевриты, глины почти не подвергаются дефляции и большого влияния на преобразование осушки не имеют. Важное значение для оценки экологии Приаралья имеет определение масштабов дефляции рыхлых хемогенных осадков — пушонки тенардита.

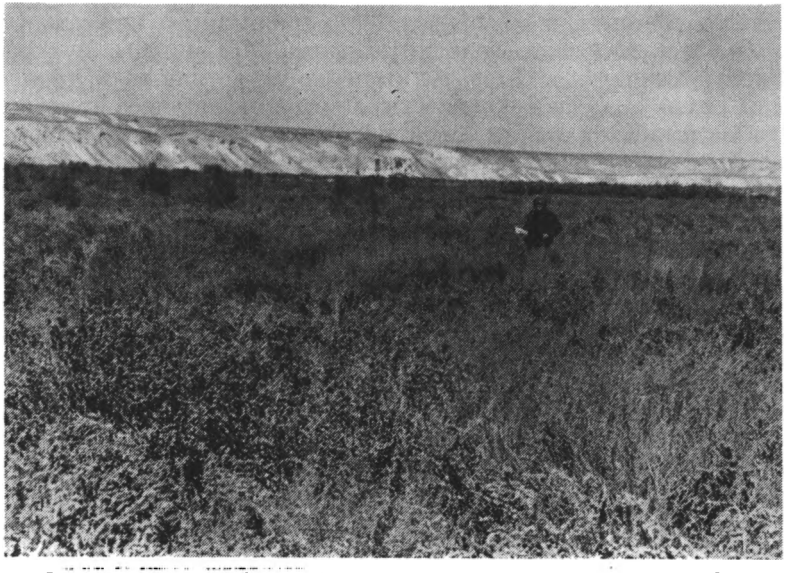


Фиг. 5. Барханы, образовавшиеся в результате дефляции песков волноприбойной зоны Арала у восточного берега о-ва Кокарал

Эрозионные формы рельефа наиболее отчетливо проявляются вдоль открытых морских берегов на границе смены песчаных осадков алевритами и глинами. Впервые такие формы размыва были описаны сотрудниками Института географии АН КазССР на осушке западнее о-ва Каскакулан (фиг. 6) и условно названы ими *бараньими лбами*. Внешне эти формы эрозии осадков представлены перпендикулярно расположенными к берегу моря пологими валами (высотой до 1 м при поперечнике 0,5—1,5 м и длиной в несколько метров) и разделяющими их плоскодонными впадинами-рытвинами такого же размыва. Однако генезис этих форм рельефа в то время однозначно не был доказан. И только летом 1990 г. удалось установить условия их формирования. Механизм выработки этих форм рельефа мы наблюдали 17/08 1989 г. вблизи м. Байгубекмурун у чинка Устюрта. Здесь на границе суши и моря в сторону акватории (от уреза воды) уходят размытые на ячейки-валы («бараньи лбы») осадки, сложенные темно-серыми песчано-глинистыми, песчано-слоистыми илами с растительными остатками (чаланом). Формирование этих валов происходит в переходной зоне пологого и крутого подводного склона моря вследствие забуривания морских волн, набегающих на берег. Ширина возникающих здесь промоин составляет 1—5 м и даже 10 м, глубина колеблется от 20 до 70 см, а протяженность — от нескольких метров до нескольких десятков метров. Поверхность глинистых возвышенностей «бараньих лбов» плоская, а на дне разделяющих их понижений лежит буроватый песок, смытый сюда со стороны берега. Под песком (5—10 см) лежат глины аналогичного с возвышенными участками дна моря состава.

Следует сказать, что помимо «бараньих лбов» современная поверхность бывших донных осадков Арала осложняется линейно вытянутыми бороздами; «пропаханными» в свое время днищами рыболовецких судов, пытавшихся подойти на минимальное к берегу расстояние по мелководью. Они расположены хаотически, но иногда — перпендикулярно к берегу. Длина таких борозд достигает нескольких сот метров; а ширина и глубина 1—1,5 м. Местами (например, на восточном берегу Малого моря севернее сел. Бугунь) отдельные плосковерхие возвышенные участки, расположенные между такими бороздками на бывшем дне моря, напоминают автодорожное полотно, а при их сужении — близки по форме к вышеупомянутым «бараньим лбам» (генезис которых — естественный, а не антропо-

Фиг. 6. Эрозионные формы рельефа на осушке западнее о-ва Каскакулан («бараньи лбы»)



Фиг. 7. Заросли лебеды на западной окраине осушки зал. Аджибай

геновый). Любопытны линейные формы рельефа на обнажившемся дне Малого моря у м. Домалак (северо-восток о-ва Кокарал), правда, имеющие скорее всего тектоническое происхождение. На космических снимках здесь отчетливо видны узкие (300—500 м) прямолинейные полосы (широтной ориентации) протяженностью до 2—4 км.

З а р а с т а н и е грунтов бывшего морского дна (см. выше) мы условно отнесли к диагенезу, поскольку «чистота» этих осадков нарушена изменением их физического состояния вследствие проникновения в грунт корневой системы растений и примеси отмирающей органики.

Исследователями установлено [6, 7, 10], что видовой состав растений, покрывающих осушку, сменяется по мере ее старения. Вначале, (на 2-й — 5-й

годы после ухода моря), осушка зарастает галофитами в следующей последовательности — солерос (*Salcorhieta*), сведа (*Suaedeta*), лебеда (фиг. 7) (*Atriplexeta*). Позже (на 6-й — 8-й годы) по мере рассоления грунтов (в удалении от моря) галофиты сменяются псаммофильной растительностью. Появляются тамарикс (*Tamarix*), ажрек (*Aeluropus*), тростник (*Phragmites*) и др. В дальнейшем растительный покров осушки становится близким по видовому составу к покрову прилегающей пустыни. Отмечено также, что литологический состав грунтов осушки в значительной мере влияет на зональность в распределении растений. Так, например, преимущественно монтмориллонитовый состав глин северо-западной осушки зал. Большой Сарычеганак, предопределил исключительное распространение здесь (от коренного берега и почти до центра залива) сведы. На песчаных массивах осушки псаммофиты распространены от коренного берега почти до маршевой зоны моря.

ВЛИЯНИЕ ОСАДКОВ НА ЭКОЛОГИЮ ПРИАРАЛЬЯ

Антропогеновое опустынивание Приаралья, вызванное снижением уровня Аральского моря (и обусловленное резким сокращением поступления в него речных вод),— факт, не вызывающий сомнения. Другое дело — оценка масштабов влияния обнажившихся осадков на окружающую среду. Общее опустынивание Приаралья большинство исследователей [4, 6, 7, 15] связывают: 1) со снижением уровня грунтовых вод прилегающей к морю пустыни (что привело к деградации некоторых видов растений и животных), 2) с аридизацией климата (лето более жаркое, зима более холодная, больше пыльных бурь и др.), 3) с обсыханием надводных дельт Амударьи и Сырдарьи (меньше испарения из-за транспирации), 4) с выносом солей с осушки Арала (засоление прилегающей пустыни) и др.

Вопрос о масштабах влияния солей на окружающую среду Приаралья, выносимых из грунтов осушки, до настоящего времени не решен. Современными методами исследований невозможно доказать, какие именно соли вынесены с осушки Арала, а какие — с других районов Приаралья. Что же касается высокой засоленности грунтов бывших надводных дельт Сырдарьи и особенно Амударьи, то факты свидетельствуют о том, что основная масса скоплений солей здесь формировалась в результате капиллярного поднятия грунтовых вод и их испарения, т. е. имеет местное происхождение. Данные экспериментальных наблюдений за эоловым переносом солей в пределах Амударьинской дельты [14] указывают лишь на факт некоторого привноса солей.

Были предприняты попытки провести подсчет массы солей, перемещаемых ветром на осушке Арала. Результаты этих исследований, основанных на различных методах подсчета, показали [11, 19], что в 1984 г. на осушке Арала в среднем было дефлировано около 43 млн. т солей. Более или менее достоверные подсчеты количества солей, выносимых за пределы осушки, отсутствуют. Сравнивая приведенные данные со сведениями о многовековом равновесии в балансе между ежегодно сносимыми в Арал солями с Амударьинской и Сырдарьинской водой (в объеме 34,5 млн. т) и постоянной соленостью морских вод на уровне 9—10 г/л (которая поддерживалась в результате выпадения солей в приморских солончаках и их дефляций отсюда), можно сделать вывод о том, что прошлая и современная дефляция солей в приморской зоне Арала имеют один масштаб [18, 19]. Отсюда логичный вывод, что дефляция солей с современной осушки вряд ли составляет прямую угрозу экологии Приаралья. Современная экологическая обстановка в Приаралье носит катастрофический характер не потому, что море исчезает и оказывает негативное влияние на окружающую среду, а вследствие того, что в Приаралье создались экстремальные для жизни человека условия из-за отсутствия пригодной для использования в быту и народном хозяйстве воды (поступающей сюда заведомо высоко минерализованной), неудовлетворительного промышленно-продовольственного обеспечения населения, а также плохих жилищно-коммунальных условий.

* * *

На основании изложенного можно сделать следующие выводы.

1. Осадки современной осушки Арала сформированы в два этапа — на стадии трансгрессии моря (субаквальные осадки — пески, алевриты, глины, карбонаты, гипсы, сапропель) и на стадии регрессии, вызванной антропогеновым фактором (субаэральные осадки — эоловые пески, соли).

2. В аэральных условиях современной осушки осадки претерпели значительные изменения, диагенез, приведшие к их литификации (усыхание, растрескивание), дефляции, засолению, зарастанию.

3. Катастрофическое состояние экологии в Приаралье обусловлено преимущественно некачественным составом питьевой воды, поступающей в регион, хотя в целом факт опустынивания прилегающей к морю территории и не отрицается.

В целом грунты современной осушки Аральского моря представляют собой сложное по своёму генезису образование осадков, сформированных под влиянием антропогенового фактора, вызвавшего регрессию моря. Поскольку субаквальные условия накопления осадков (трансгрессивной стадии) сменились на субаэральные (регрессивной стадии) за чрезвычайно короткий срок (многократно меньший естественного — природного), сведения об особенностях литологического состава обсохших грунтов и их диагенетических преобразованиях представляют определенный интерес для восстановления палеообстановок прошлого. Думается, что не все исследователи в достаточной мере четко представляют себе, какие сложные физико-химические (диагенетические) преобразования осадков (а также нарушение экологии в регионе) происходят при смене обстановок осадконакопления, охарактеризованных в настоящей работе. Автор надеется, что приведенный фактический материал будет в какой-то мере способствовать развитию представлений об этих процессах.

Список литературы

1. *Берг Л. С.* Аральское море//Изв. Туркестанск. русск. географ. о-ва. СПб, 1908. Вып. 5. 580 с.
2. *Бродская Н. Г.* Донные отложения и процессы осадкообразования в Аральском море//Тр. ГИН АН СССР. Сер. геол. 1952. Вып. 115. 104 с.
3. *Валяшко М. Г.* Естественная классификация соляных озер по химическому составу их рассолов// Докл. АН СССР. 1939. Т. 22. № 7. С. 824—825.
4. *Герасимов И. П., Кузнецов Н. Т., Кесь А. С., Городецкая М. Е.* Проблема Аральского моря и антропогенного опустынивания Приаралья//Пробл. освоения пустынь. 1984. № 6. С. 3—10.
5. *Зенкович В. П.* Донные отложения Аральского моря//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1947. Т. 22. Вып. 4. С. 34—51.
6. *Кабулов С. К.* Изменение фитоценозов пустынь при аридизации (на примере Приаралья). Ташкент: Фан, 1990. 237 с.
7. *Киевская Р. К.* Формирование ландшафта осушающейся полосы восточного побережья Аральского моря в районе авандельты Сырдарьи//Пробл. освоения пустынь. 1979. № 5. С. 18—24.
8. *Ковда В. А.* Происхождение и режим засоленных почв. Т. 1. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1947. 385 с.
9. *Маев Е. Г., Маева С. А., Николаев С. Д.* Разрез донных отложений центральной части Аральского моря//Палеогеография Каспийского и Аральского морей в кайнозое. Ч. II. М.: Изд-во МГУ, 1983. С. 122—132.
10. *Макулбекова Г. Б.* Растительность Босайского створа и ее смены//Пробл. освоения пустынь. 1979. № 5. С. 31—36.
11. *Можайцева Н. Ф., Некрасова Т. Ф.* Метод подсчета ветрового выноса солей с обсохшего дна Аральского моря//Пробл. освоения пустынь. 1984. № 6. С. 15—21.
12. *Перельман А. И.* Геохимия эпигенетических процессов. М.: Недра, 1965. 225 с.
13. *Попов В. И., Макарова С. А., Филиппов А. А.* Руководство по определению осадочных фациальных комплексов и методика фациально-палеографического картирования. Л.: Гостоптехиздат, 1963. 713 с.

14. *Разаков Р. М., Косназаров К. А.* Эоловый вынос и выпадение солепылевых частиц в Приаралье// Пробл. Аральского моря и природоохранные мероприятия. Ташкент: САНИИРИ, 1987. С. 24—32.
15. *Рафиков А. А.* Природные условия осушающегося южного побережья Аральского моря. Ташкент: Фан, 1982. 146 с.
16. *Рубанов И. В.* Новые данные о строении донных осадков Аральского моря//Пробл. освоения пустынь. 1982. № 2. С. 40—44.
17. *Рубанов И. В.* Сульфатоносные осадки Аральского моря, их строение и состав//Литология и полез. ископаемые. 1984. № 1. С. 117—125.
18. *Рубанов И. В.* Состав и состояние современных осадков южной осушки Аральского моря// Проблемы Аральского моря и природоохранные мероприятия. Ташкент: САНИИРИ, 1987. С. 56—63.
19. *Рубанов И. В., Богданова Н. М.* Количественная оценка солевой дефляции на осушающемся дне Аральского моря//Пробл. освоения пустынь. 1987. № 3. С. 9—16.
20. *Рубанов И. В., Ишниязов Д. П., Баскакова М. А., Чистяков П. А.* Геология Аральского моря. Ташкент: Фан, 1987. 242 с.
21. *Рухин Л. Б.* Основы литологии. М.: Гостоптехиздат, 1961. 770 с.
22. *Семенов О. Е., Тулина Л. П., Чичасов Г. Н.* Экологические условия Приаралья и мониторинг наземного климата//Природные и социально-экономические проблемы экологически дестабилизированных регионов. М.: Изд-во АН СССР, 1991. С. 109—110.
23. *Страхов Н. М., Бродская Н. Г., Князева Л. М.* Образование осадков в современных водоемах. М.: Изд-во АН СССР, 1954. 585 с.
24. *Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР. 1960. 495 с.
25. *Тимофеев П. П., Цеховский Ю.Г., Феофилова А. П.* Почвенный литогенез и его роль в формировании осадочных пород//Литология и полез. ископаемые. 1977. № 4. С. 18—38.
26. *Холодов В. Н.* О роли песчаного диапиризма в трактовке генезиса грязевых вулканов//Литология и полез. ископаемые. 1978. № 4. С. 50—66.
27. *Хрусталев Ю. П., Резников С. А., Туровский Д. С.* Литология и геохимия донных осадков Аральского моря. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1977. 159 с.
28. *Шанцер Е. В.* Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований// Тр. ГИН АН СССР. 1966. Вып. 161. С. 25—37.
29. *Швецов М. С.* Петрография осадочных пород. М.: Госгеолиздат, 1958. 416 с.

Институт геологии и геофизики АН
Республики Узбекистан, Ташкент

Поступила в редакцию
7.IV.1992

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 2, 1994

УДК 551.461.8:551.2

© 1994 Конюхов А. И.

ЭВОЛЮЦИЯ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ В ЗОНАХ КОЛЛИЗИИ КОНТИНЕНТА С ОСТРОВНЫМИ ВУЛКАНИЧЕСКИМИ ДУГАМИ

В статье рассмотрены разные стадии развития осадочных бассейнов (рифтовых, задуговых, преддуговых и др.), расположенных в зоне столкновения окраины Африканского континента с Эгейской и Калабрийской вулканическими дугами. Показано, что на определенных этапах эволюции здесь активизируются процессы перераспределения вещества и флюидов между различными комплексами осадочного чехла, что сопровождается явлениями диапиризма, грязевого вулканизма и образованием систем антиклинальных складок.

Зоны, в которых происходит сближение или столкновение между двумя континентальными мегаблоками, отличаются чрезвычайно сложным строением. Со стороны одного континента в этом процессе, как правило, участвует пассивная материковая окраина, со стороны другого — сложнопостроенная переходная область, включающая вулканические островные дуги, реликты исчезнувших океанических структур, возникшие на их месте горно-складчатые сооружения и погруженные участки древних или молодых платформ. Все вместе они создают гетерогенную тектоническую мозаику, в которую встроены осадочные бассейны разного типа. Среди них можно выделить пять разновидностей: задуговые, преддуговые, рифтовые, древние континентально-окраинные и реликтовые гетерогенные, развивающиеся по типу передовых прогибов. К последним относятся бассейны раннего заложения, находящиеся в тылу современной зоны столкновения. Они возникли на стыке альпийских и киммерийских горно-складчатых систем с древними и(или) относительно молодыми платформами и включают фрагменты отмерших океанических структур. К их числу принадлежат Черноморский, Лигурийский и Южно-Каспийский бассейны.

К другому типу бассейнов относятся впадины, заложившиеся относительно недавно в областях преимущественных расколов и опускания континентальной коры, непосредственно в тылу островных вулканических дуг. Примерами таких задуговых образований могут служить бассейны Тирренского и Эгейского морей. К разряду преддуговых бассейнов принадлежит небольшая Южно-Эгейская впадина, расположенная между собственно Эгейской вулканической дугой и о. Крит.

Самыми обширными и сложнопостроенными являются бассейны древних пассивных окраин, находящиеся непосредственно в зоне столкновения континентальных мегаблоков. Помимо структур древней, по существу гондванской окраины Африки, если иметь в виду район Средиземного моря, они включают также реликты отмерших океанических образований, оставшихся от океана Тетис, и древних утративших активность вулканических дуг, например Кипрской. К числу таких макробассейнов, распадающихся на несколько впадин или суббассейнов, можно отнести южную часть Алжиро-Прованской впадины и большую часть Ионического моря.

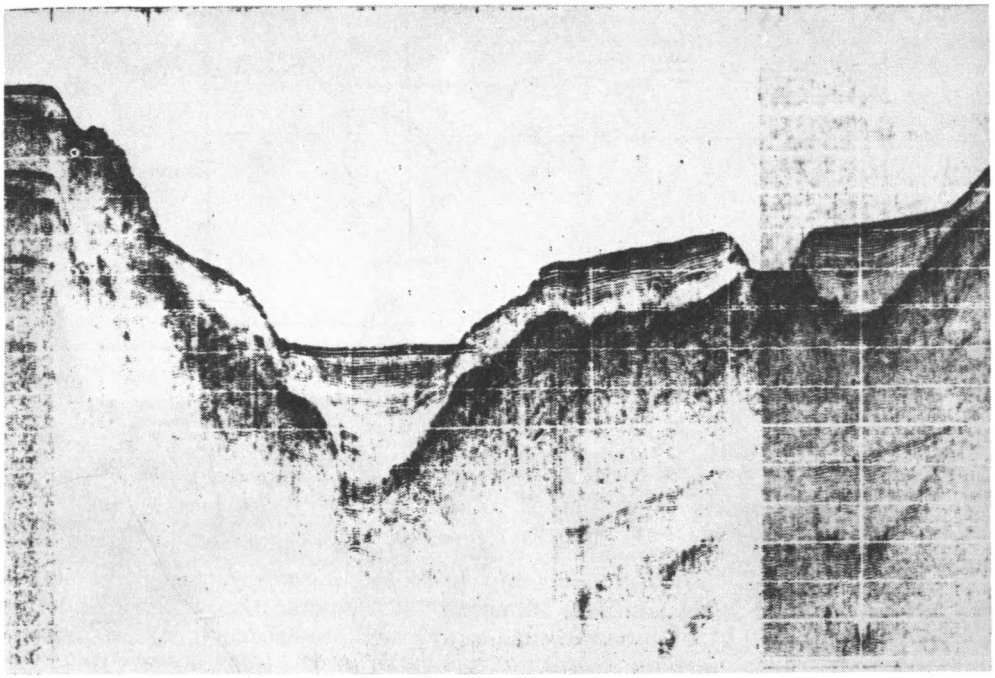
В качестве пятой разновидности выступают бассейны чисто рифтовой природы, сложенные фрагментами древних континентально-окраинных блоков и островодужных систем, с одной стороны, и участками относительно молодой коры океанического типа — с другой. Наиболее ярким примером такого рода бассейнов считаются центральная и северо-восточная части Алжиро-Прованской впадины.

Наиболее просто устроены задуговые впадины, фундаментом которых служит древний континентальный субстрат, в той или иной степени нарушенный разломами. Обычно это сильно эродированные блоки земной коры герцинской или киммерийской консолидации, перекрытые слаборазвитым осадочным чехлом. По периферии подобные впадины окружены эпиплатформенными или складчатыми горными сооружениями. В недавнем прошлом эти бассейны являлись частью межгорных континентальных массивов, подвергшихся значительной денудации. Поверхность дна задуговых впадин в настоящее время имеет общий наклон в сторону ограничивающей ее вулканической дуги. В нее врезаны системы древних русел и промоин, частично заполненных осадками. Это реликты речной сети, существовавшей в эпохи низкого стояния моря. Мощность осадочного чехла в задуговых впадинах, сложенного преимущественно плиоцен-четвертичными осадками, в целом невелика. Однако сохранившиеся на отдельных участках, в пределах более глубоко погруженных блоков коры, линзы более древних осадочных пород (например, широко распространенных в мезозое карбонатных платформ) могут представлять интерес для поисков залежей нефти и газа. В целом для подобных бассейнов характерно мелкоблоковое, клавишное строение, когда одни блоки сильно приподняты, а другие, расположенные между ними,— опущены. Именно в этих опущенных блоках могут находиться осадочные толщи значительной мощности — реликты древнего осадочного чехла. Здесь же происходит и более активная аккумуляция молодых осадков.

В Эгейском море речь идет о терригенных отложениях мелководно-морского генезиса, которые представлены как песчано-алевритовыми, так и глинистыми разностями. В современную эпоху здесь накапливается материал, мобилизуемый морскими волнами в процессе абразии крутых береговых уступов, обрамляющих многочисленные острова с гористым рельефом. В качестве примеси к терригенному материалу присутствуют скелетные фрагменты донных организмов: раковинки фораминифер и моллюсков, спикулы губок. На каменистых участках дна кремнистые губки являются основными продуцентами органического вещества. Распределение осадков по крупности определяется волновым режимом. Поэтому на участках с глубинами до 30 м преобладают пески или опесчаненные алевритовые илы, ниже алеврито-глинистые и глинистые осадки. Вокруг островов вулканического происхождения, прежде всего о. Санторин, обширные участки дна засыпаны вулканическим пеплом, мощность которого нередко превышает 2—3 м. Они являются свидетельством гигантской катастрофы, происшедшей 3,5 тыс. лет назад,— извержения и взрыва вулканической постройки, от которой остались мелкие фрагменты, выступающие над поверхностью моря в виде небольших островков.

В эпохи резкого падения уровня моря в плейстоцене значительные участки дна Эгейского моря выступали на поверхность и превращались в долины небольших рек, русла которых прорезали заболоченные поймы, устремляясь в основном на юг в сторону Южно-Эгейской впадины, которая (современная глубина дна 600 м) становилась конечным водоемом стока. Сюда поступала основная масса вулканогенного и терригенного материала, выносившегося с суши. Терригенная кластика в форме подводных мутьевых течений выносилась во впадину и со стороны о. Крит, и островов Кикладской группы, свидетельством чего являются пачки турбидитов, недавно описанных на дне Южно-Эгейской впадины [15]. Особенно распространены турбидиты песчаного, кварцево-петрокластического состава, которые сложены материалом, сносившимся с островов так называемой внешней дуги (острова Крит, Родос и др.).

Впадину Терринского моря можно рассматривать также в качестве задугового бассейна, возникшего в позднем кайнозое после зарождения Калабрийской (Липарской) островной вулканической дуги. Вероятно, на самых ранних стадиях эволюция бассейна протекала аналогично той схеме, которая реализуется ныне



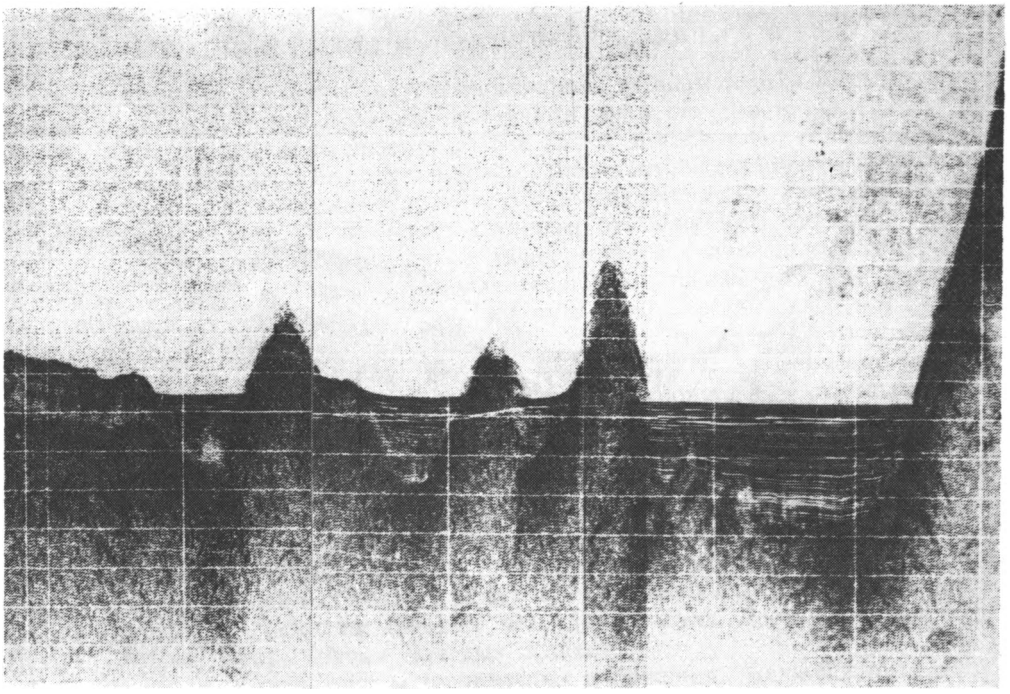
Фиг. 1. Эрозионные врезы на дне Тирренского моря, северная часть

в Эгейском море. Действительно, земная кора, по крайней мере в северной и центральной частях Тирренской впадины, хотя и погружена на значительные глубины, является континентальной. Как и в Эгейском море, она разбита на блоки и перекрыта не очень мощным чехлом осадков. На сейсмопрофилях здесь проявляются также подводные русла, оставшиеся, вероятно, от эпохи последнего оледенения. Прорезая слой неконсолидированных осадков, они нередко достигают консолидированной части чехла (фиг. 1), поверхность которого в целом наклонена в сторону дуги, погружаясь от 400 (на севере) до 3000 м (на юге). Здесь господствуют уже глубоководные обстановки и накапливаются преимущественно глинистые тонкоотмученные илы, содержащие прослойки вулканических пеплов и марганцевоносных осадков.

Приапеннинская часть Тирренского моря сложена фрагментами мезозойской карбонатной платформы, погруженной на глубину более 1000 м. В четвертичных же осадках, ее перекрывающих, помимо глинистых илов описаны марганцево-сидеритовые конкреции, радиоляриевые илы и кремни, а также гипсоносные осадки [9].

Слоистое строение осадочной толщи в центральной части Тирренского моря (фиг. 2) указывает скорее всего на присутствие турбидитов, формировавшихся в эпохи гляциоэвстатических опусканий уровня моря. В этой части моря находятся крупные подводные вулканические горы Вавилова и Марсильи, сложенные базальтовыми лавами, являющимися свидетельством начавшихся спрединговых процессов. Таким образом, Тирренское море — это следующая стадия развития (по сравнению с Эгейским бассейном) задуговой впадины.

Наиболее интересным в отношении нефтегазоносности среди задуговых бассейнов в Средиземном море является Адриатический. В отличие от других он имеет довольно мощный осадочный чехол, нижнюю половину которого составляют карбонатные платформы позднемезозойско-раннекайнозойского возраста [14]. Это реликты древних мелководных карбонатных отмелей и рифов, перекрытые

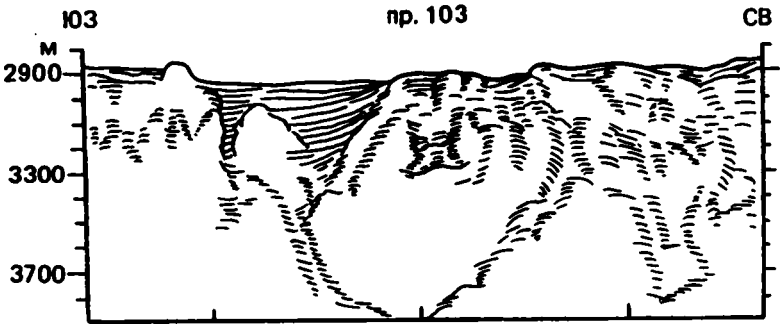


Фиг. 2. Строение осадочной толщи в южной части Тирренского моря (в районе между подводными горами Вавилова и Марсильи)

терригенными флишевыми и флишоидными образованиями позднего эоцена — олигоцена [13].

К преддуговым впадинам в районе Средиземного моря относится прежде всего описанная выше Южно-Эгейская впадина, расположенная между островами Эгейской вулканической и внешней дугами. Она начала оформляться относительно недавно и не обладает развитым осадочным чехлом. В центральном секторе Средиземноморья в качестве преддуговой впадины выступает, по-видимому, та часть дна Ионического моря, которая расположена между восточным склоном о. Сицилия и основанием Апеннинского «сапога», иначе говоря, континентальным склоном Калабрии. В этом небольшом, расширяющемся к югу пространстве происходит формирование Мессинского подводного конуса выноса — многолопастного насыпного сооружения, распадающегося на ряд более мелких вееров [5]. Последние географически связаны с каньонами, прорезающими подводный склон о. Сицилия, в том числе цоколь вулкана Этна. Самый крупный и глубокий подводный каньон находится на продолжении Мессинского пролива, отделяющего Сицилию от Калабрийского выступа Апеннинского полуострова. Серии слабоуплотненных турбидитных осадков (типичный терригенный и вулкано-терригенный флиш) залегает здесь на позднемиоценовых солях и мергелистых образованиях плиоценового возраста, повсеместно присутствующих в Ионическом бассейне.

Несмотря на то, что средняя мощность терригенной толщи, видимо, не превышает 1—1,5 км, неравномерное распределение осадков в разных частях глубоководного фена вызывает неоднозначную реакцию со стороны подстилающих мессинских солей, поверхность которых на сейсмоакустических профилях выглядит весьма неровной. Она изобилует выступами и впадинами (фиг. 3), а южнее (на широте Мальтийского порога) приобретает облик булыжной мостовой, получившей в англоязычной литературе название *cobblestone*. Полагают, что поверхность солей здесь образована мелкими и крупными соляными диапирами,



Фиг. 3. Впадины в теле Мессинского подводного конуса выноса

тесно прижатыми друг к другу. Под телом Мессинского глубоководного конуса, по-видимому, погребены структуры, эквивалентные Эллинскому глубоководному желобу. В рельефе дна они отражены в виде небольших депрессий с глубинами более 3000 м, расположенных в средней части конуса. Одна из депрессий, детально обследованная нами в рейсе НИС «Московский Университет» в 1988—1989 гг., окружена крутыми стенками высотой 700—800 м. В осевой части этой депрессии, получившей название *впадины МГУ*, накапливаются редко встречающиеся образования, известные как *гомогениты* [5]. Данные о глубинном строении земной коры в этом районе отсутствуют, поэтому судить о перспективах его нефтегазоносности в настоящее время трудно.

РЕЛИКТОВЫЕ ГЕТЕРОГЕННЫЕ БАССЕЙНЫ И ВПАДИНЫ РИФТОВОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Значительно большей сложностью как в отношении строения, так и геологической истории характеризуются рифтовые бассейны, расположенные на стыке между альпийскими горно-складчатыми сооружениями и платформенными структурами. Речь идет прежде всего об Алжиро-Прованской и Лигурийской впадинах. Хотя о глубинном строении этих последних пока известно относительно немного, так как их изучению геофизическими методами мешает мощный экран из мессинских солей, полагают, что раскрытие Алжиро-Прованской и западного осевого участка Лигурийской впадин произошло в олигоценовое время. В современную эпоху Лигурийский бассейн являет собой образец структуры, которую можно определить как передовой прогиб на стыке между платформенными глыбами, одиночными континентальными массивами (в данном случае Корсиканским) и горно-складчатыми сооружениями Савойских Альп и Апеннин. Лишь узкая осевая зона в западной части Лигурийского моря сложена корой субокеанического или океанического типа [12]. В других районах развита континентальная кора. Нижний этаж осадочного чехла, толщина которого не превышает 2—4 км, образован домессинскими терригенными комплексами, отвечающими этапу рифтогенеза и оформления впадины. В качестве среднего этажа выделяются мессинские соли, верхний — сложен плиоценовыми карбонатными и четвертичными терригенными осадками. В качестве последних выступают серии турбидитов, образующих небольшие подводные конусы выноса, из которых самым крупным является конус выноса р. Вар.

Реликтовые бассейны, к числу которых можно отнести прежде всего Черноморский и Южно-Каспийский, характеризуются гетерогенным строением и сложной геологической историей. Осадочный чехол в них распадается на несколько этажей, среди которых два или три отличаются резко неоднородным строением. Самый нижний из них фиксирует положение древних трогов и прогибов, обособившихся на начальном этапе формирования реликтового бассейна или от-

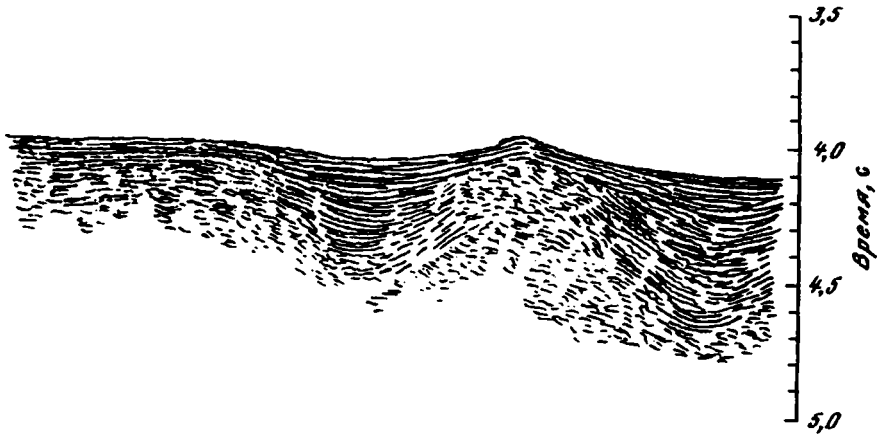
дельных его частей. Этажи с неоднородным строением разделены интервалами, характеризующимися относительно равномерным и спокойным залеганием. Как правило, это выдержанные по мощности и фациальной природе отложения, формировавшиеся в однотипных седиментационных обстановках в условиях равномерного разноса осадочного материала. Подобные интервалы, хотя и представляют во времени целые эпохи и даже периоды, по мощности обычно не очень значительны, так как отвечают этапам относительного тектонического покоя. В периоды формирования этих промежуточных интервалов разреза процессы глубинного перераспределения вещества и флюидов проявляются, как правило, слабо, прежде всего из-за равномерности и слабой напряженности осадконакопления. В результате глубоко залегающие осадочные комплексы почти не сообщаются с вышележащими горизонтами и поверхностью.

В эпохи активизации тектонических процессов, затрагивающих главным образом области обрамления, нарушается существовавшая до этого система разноса осадочного материала. Закладываются новые крупные депоцентры, т. е. зоны, в которых аккумулируются большие массы осадков, ранее равномерно распределявшиеся на большой площади. Резко возрастают также объемы терригенной кластики и глинистой взвеси, выносимой реками из областей обрамления в пределы бассейна. Поэтому чаще всего депоцентры располагаются в предустьевых участках рек, где образуются дельты и подводные конусы выноса. За несколько сот тысяч, чаще 1—2 млн. лет, в периферийных частях бассейна формируются мощные осадочные тела, которые, сливаясь воедино, могут выглядеть в погребенном состоянии как древние прогибы. Их контуры не в последнюю очередь определяются разломами в фундаменте, по которым происходит более быстрое или медленное погружение отдельных его блоков. Действительно, темп погружения земной коры, до того довольно равномерный, становится резко неоднородным: бóльшим в депоцентрах зон, сопряженных с реактивированными разломами, меньшим в соседних с ними районах. В сложении осадочного чехла возникает новый, верхний пояс неоднородностей.

Накопление слабоуплотненных масс осадков сопровождается погружением ранее сформированных пластов на большие глубины, где резко активизируются катагенетические процессы. Однако по соседству, где прогибание не столь заметно, катагенез в тех же отложениях по-прежнему заторможен, что приводит к нарушению однородного поля давлений и температур в недрах. В результате наиболее пластичные породы, соли, начинают течь, а изначально влагонасыщенные осадки, главным образом глины, уплотняясь, теряют избыточную седиментационную влагу, а впоследствии и межслоевую воду, которая переходит в пласты с коллекторскими свойствами. Разгрузка, ранее направленная в сторону обрамления, теперь становится возможной и от депоцентров в прилегающие глубоководные участки по восстанию пластов. Хотя это движение вскоре осложняется появлением целой сети листрических и других разломов, напряженность потока флюидов в данном направлении с течением времени возрастает.

Однако реальные возможности для разгрузки избыточных флюидов от периферии к центру седиментационной впадины резко ограничены в силу того, что большинство коллекторских горизонтов выклиниваются в этом направлении, а остальные надежно изолированы от поверхности вышележащими осадками. Если объем флюидов не очень велик, процесс ограничивается раздувом ряда коллекторских горизонтов с образованием крупных изоклинальных складок в верхней части осадочного чехла. Подобные складки можно наблюдать по периферии мощных однородных осадочных тел и в других морских бассейнах, например перед фронтом подводного конуса выноса р. Нил (фиг. 4).

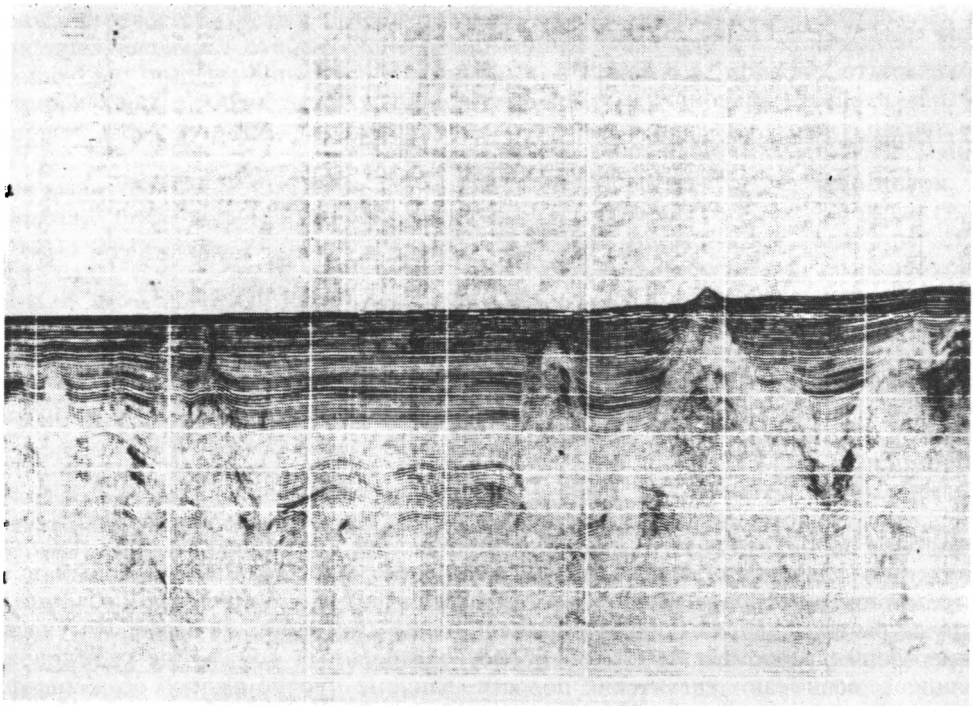
Нередко флюиды начинают скапливаться в приразломных участках коллекторских пластов, нарушенных этими разломами, где зарождаются локальные очаги напряжений. Включение же катагенетических механизмов генерации углеводородов (УВ) и трансформации разбухающих разностей глин в неразбухающие резко увеличивает объемы выделяемых в среду коллектора флюидов, вследствие



Фиг. 4. Антиклинальная складка в осадочном чехле в периферийной части подводного конуса выноса р. Нил

чего близ депоцентров в недрах зарождаются зоны аномально высоких пластовых давлений. Наступает момент, когда количество флюидов, заключенных в изолированном резервуаре, увеличивается настолько, что это приводит к разрушению структуры вмещающей породы и разъединению слагающих ее зерен. На участках пересечения разломов, т. е. в наиболее ослабленных зонах, где скапливаются флюиды, возникают гигантские полости, занятые плотно сжатой осадочно-флюидной массой — пульпой [8]. Эти полости в чем-то, вероятно, напоминают магматические камеры, в которых бушует расплавленная магма. Пульпа начинает прокладывать себе путь наверх, к поверхности. В результате зарождаются диапировые структуры, а если поток флюидов особенно велик, то с течением времени появляются и грязевые вулканы. Подобные образования наблюдаются в Генуэзском зал. в полосе развития подводных конусов выноса, в их дистальной части (фиг. 5), в Западно-Черноморской впадине на линии выклинивания Днепрово-Днестровского и Дунайского глубоководных фенов (фиг. 6), в Южно-Каспийской впадине перед фронтом древней дельты р. Волги. Подводные грязевые вулканы известны и на периферии других крупных глубоководных конусов выноса, формирующихся на континентальном подножии в океанах. В этой связи можно упомянуть подводные грязевые вулканы, выявленные на продолжении подводно-дельтовых (конусных) комплексов рек Инда, Миссисипи и Маккензи. Очевидно, что процессы такого рода универсальны для многих бассейнов, сложившихся в пределах пассивных континентальных окраин.

Однако этим дело не ограничивается. В реликтовых бассейнах, расположенных на стыке платформ или плит с молодыми горно-складчатыми сооружениями альпийского пояса, возникновение неоднородностей в осадочном чехле приводит к более масштабным и далеко идущим последствиям. В тыльных «углах» глубоких котловин комплексы слабоуплотненных (в основном глинистых) отложений, формировавшихся в депоцентрах олигоцен-миоценового времени в мелководно-морских и дельтовых обстановках, ныне оказались в условиях сильного сжатия. Это вызвано резкими погружениями дна в плиоцен-плейстоцене, в результате которого они оказались в основании крутого подводного склона. Процессы перераспределения флюидов между горизонтами глин и коллекторов не ограничивались здесь возникновением отдельных диацировых структур. Они привели к смятию пластичных отложений в крупные антиклинальные складки [3], а затем к их частичному срыву с образованием надвиговых пластин. Речь в данном случае идет прежде всего о системах подводных антиклинальных складок, обнаруженных при сейсмических исследованиях в Черном море, в основании подводных склонов Южного Крыма (фиг. 7) и Северо-Западного Кавказа [3, 6]. Крылья антиклиналей,

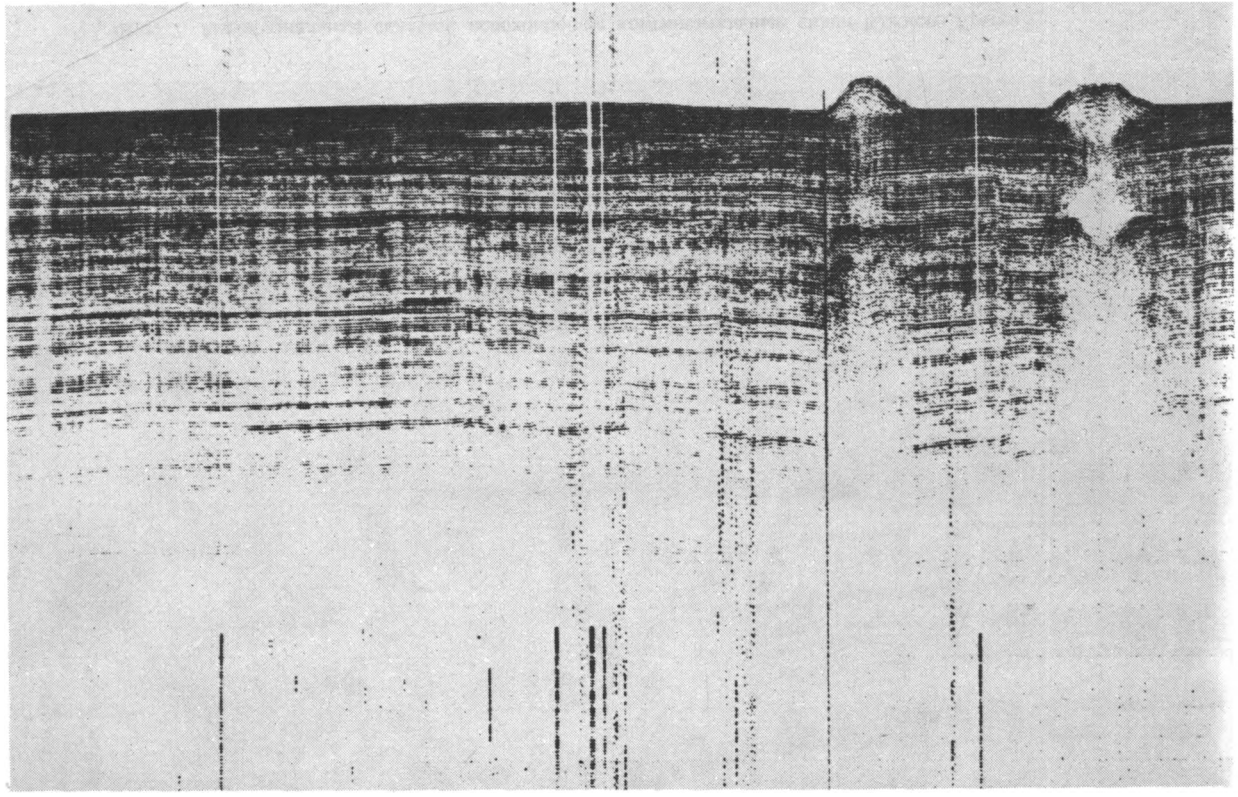


Фиг. 5. Диапировые структуры и грязевые вулканы (?) в глубоководной части Лигурийского моря

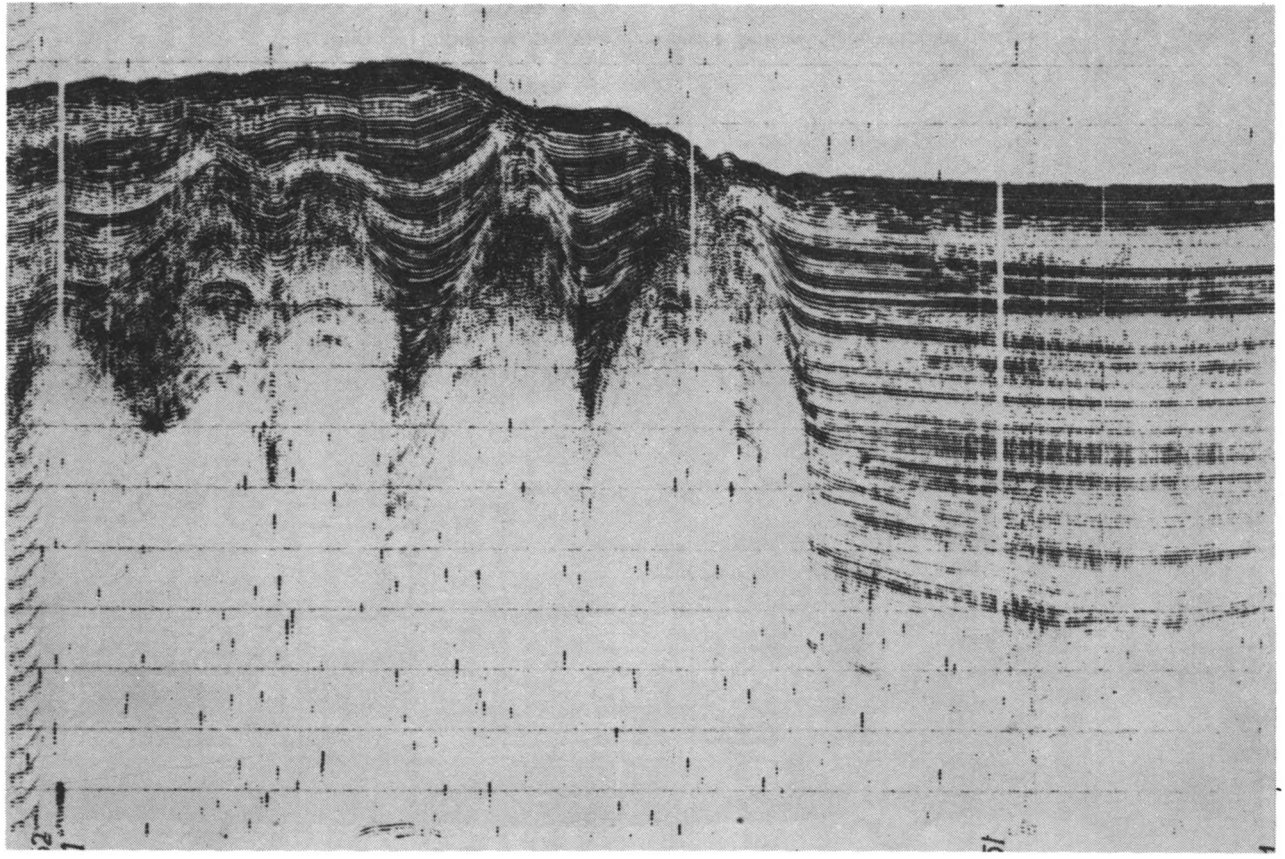
обращенные к центру бассейна, значительно круче противоположных, а на глубине, как показывают данные глубинного сейсмического зондирования, вообще разорваны. Нарушения сплошности пластов с потерей корреляции прослеживаются на глубину нескольких километров [7]. Системы подобных складок-рулетов протягиваются в подножии подводного склона Северо-Западного Кавказа на расстояние до 100 км (из района г. Геленджик до г. Туапсе) и включают пять складок (фиг. 8). В рельефе дна проявлены своды лишь двух из них.

Одна из них возвышается над окружающим ложем на 300—400 м и даже играет роль порога — препятствия для сбрасываемого мутьевыми потоками с шельфа и склона терригенного материала, вследствие чего уровень залегания плаща осадков вдоль северо-восточного крыла складки на 50 м выше, чем с другой (юго-западной) ее стороны (фиг. 9). Ширина складок в сводовой части не превышает 2—3 км. Однако на глубине они значительно расширяются вследствие выполаживания крыла, обращенного к шельфу. Таким образом, рост отдельных антиклиналей опережает темп накопления осадков в данном районе. Это несмотря на то, что скорости аккумуляции терригенного материала здесь весьма высоки, так как складки расположены в зоне влияния выносов палео-Кубани, из которых в плейстоцене был сформирован подводный конус выноса.

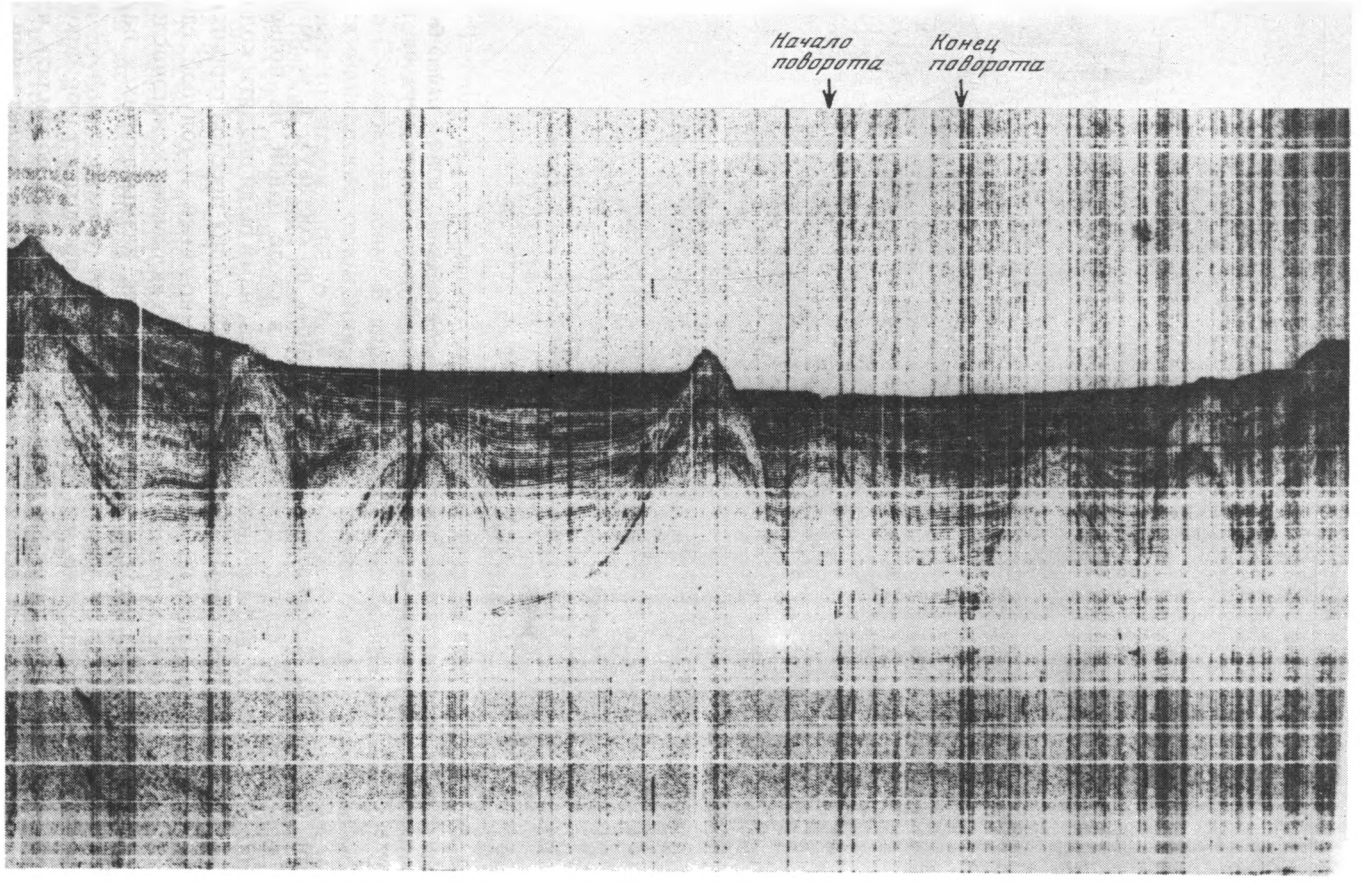
Если представить себе, что рост антиклинальных складок продолжится еще долгое время, а «карманы» между ними по-прежнему будут заполняться осадками, то наступит момент, когда они поднимутся до уровня шельфа, а затем вообще окажутся в пределах суши. В этом случае речь уже будет идти о новой антиклинальной зоне — форланде, аналогичной во многом той, что протягивается вдоль побережья Кавказа в районе городов Новороссийск и Геленджик. Важно отметить, что породы, которые со временем обнажатся в ядрах и на крыльях этих поднятий, в генетическом плане будут идентичными тем, что формируют ныне береговые уступы и поднимающиеся за ними хребты. Речь идет о сериях



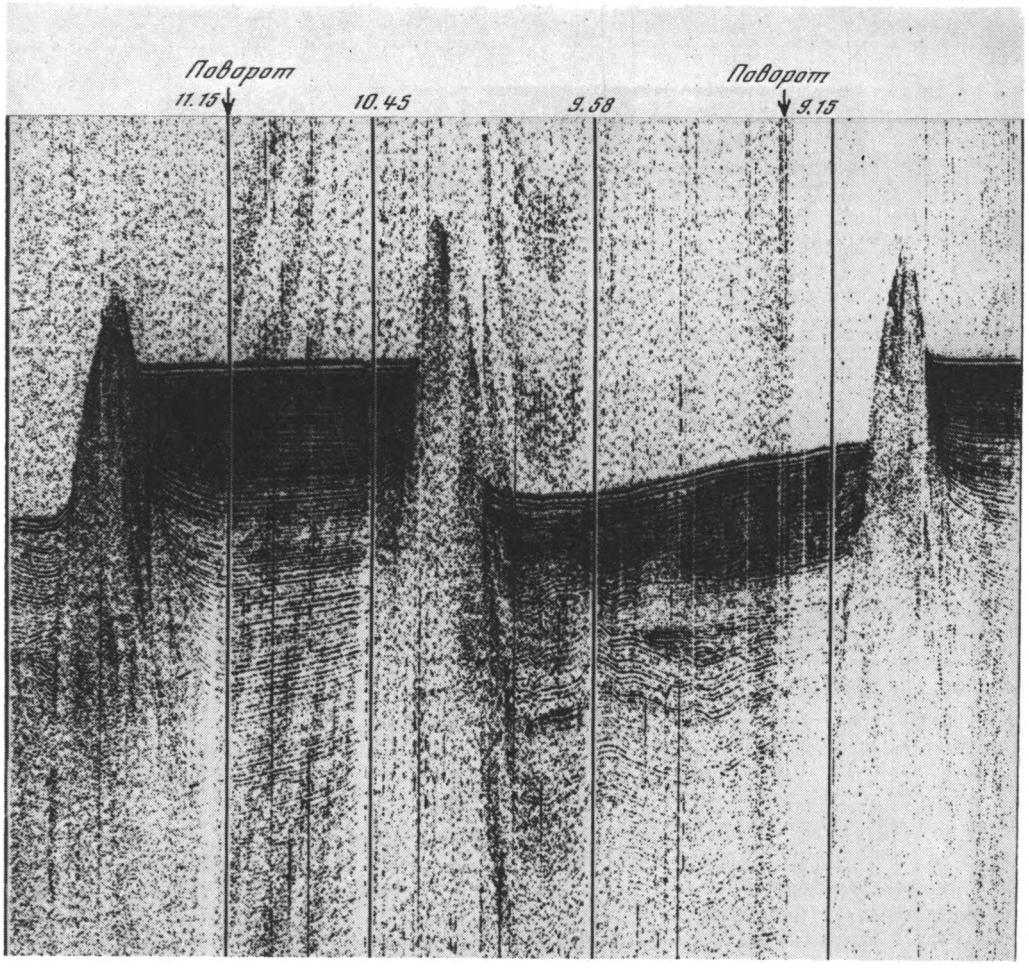
Фиг. 6. Подводные грязевые вулканы в Западно-Черноморской впадине



Фиг. 7. Антиклинальные складки, осложняющие континентальный склон Южного Крыма



Фиг. 8. Система антиклинальных складок в основании континентального склона Северо-Западного Кавказа в Черном море

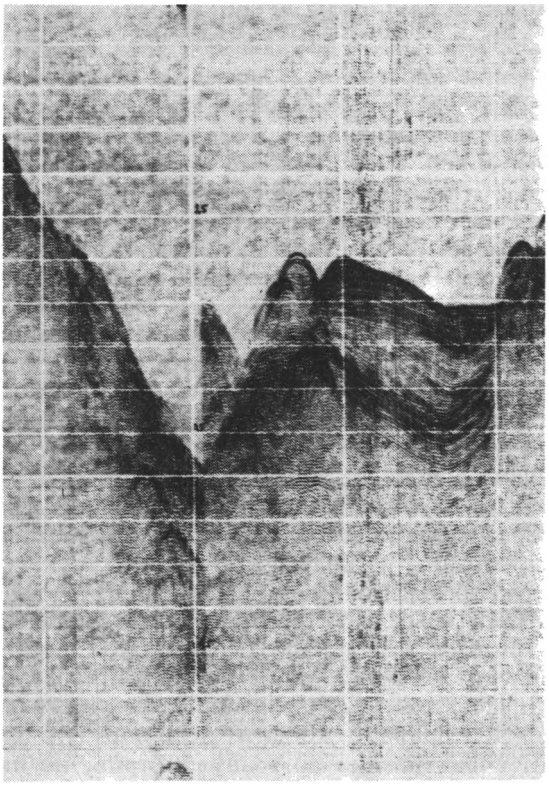


Фиг. 9. Одна из антиклинальных складок, выраженная в рельефе морского дна и служащая барьером на пути распространения мутьевых течений в северо-западной части Черного моря (на разных пересечениях)

турбидитов (правда, не карбонатных, а терригенных по составу), т. е. об отложениях, известных как флиш. Действительно, в своде одной из подводных антиклинальных складок, выраженной в рельефе дна, нами были подняты колонки, сложенные пачками тонкослойных турбидитов, включающих прослои терригенных и обогащенных пиритом песков, прослоенных темно-синей и голубой глиной. Турбидиты имеют позднечетвертичный возраст, часто включают моногочисленные обломки («крошку») аргиллитов и уплотненных глин, размывающихся на подводном склоне [3].

Таким образом, не исключено, что на наших глазах происходит формирование новой горно-складчатой системы, которая со временем будет обрамлять черноморскую окраину Кавказа. А если это так, то мы являемся свидетелями горообразовательного процесса, в котором мягкий осадочный чехол постепенно трансформируется, уплотняясь и теряя седиментационную и другую воду, в жесткий метаморфизованный каркас будущей горно-складчатой области.

Если же процесс этих трансформаций в силу изменившихся тектонических условий остановится на данной стадии, а затем северо-восточная прикавказская



Фиг. 10. Крыло антиклинальной складки, формирующейся в основании континентального склона Апеннин в Лигурийском море (в нее врезан глубокий подводный каньон)

часть Черного моря испытает воздымание и превратится в сушу, то на месте Туапсинского прогиба, выделяемого ныне в основании подводного склона, оформится структура типа передового прогиба со складками, напоминающими складки Терско-Сунженской зоны. В ядрах подводных антиклинальных сооружений находятся майкопские отложения, имеющие скорее всего мелководно-морское и дельтовое происхождение, о чем свидетельствуют результаты исследования глиняной брекчии с вершин подводных грязевых вулканов. Последние были открыты в 1989—1990 гг. в западной котловине Черного моря [4]. Обнаружение газогидратов в составе сопочной брекчии указывает на движение потоков углеводородных флюидов из недр к поверхности дна.

Интересно, что процессы складкообразования в осадочном чехле происходят и в восточной части Лигурийского бассейна. Здесь одна из складок находится в нижней части континентального склона Апеннинского п-ова. В ее северное крыло врезан глубокий каньон, по которому перемещаются мутьевые потоки. Каньон не заполнен осадками, т. е. является активным (фиг. 10).

На расстоянии 6—8 миль мористее этого профиля фиксируются различного рода нарушения в осадочном чехле, выраженные главным образом в виде крупных и мелких диапировых структур. Некоторые из них достигли поверхности дна и, возможно, трансформировались уже в грязевые вулканы (см. фиг. 5). Все это звенья цепи сопряженных процессов, связанных с перераспределением флюидов и вещества в недрах некоторых осадочных бассейнов. Важнейшим следствием может быть формирование залежей нефтяных и газообразных углеводородов.

ОСАДОЧНЫЕ БАССЕЙНЫ ДРЕВНЕЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ПАССИВНОЙ ОКРАИНЫ

Уникальные явления протекают и в недрах бассейнов древней пассивной окраины, находящейся в зоне столкновения с островной вулканической дугой. Речь идет об африканской окраине в Ионическом море — фрагменте окраины Гондваны, существовавшей в мезозойское и кайнозойское время как южная окраина океана Тетис. Непосредственно перед зоной столкновения в Ионическом море в последние эпохи стало формироваться гигантское подводное поднятие — Восточно-Средиземноморский вал. Рельеф в сводовой части этого поднятия на сейсмоакустических профилях выглядит как булыжная мостовая (*cobblestone*). Полагают, что это поверхность мессинских солей, прикрытых маломощным чехлом плиоцен-четвертичных осадков. Соли создают мощнейший (2—3 км) экран, препятствующий распространению сейсмических волн, что затрудняет изучение глубинного строения недр в этой части Ионического моря.

Однако на участках, где мессинские эвапориты маломощны или отсутствуют вовсе, в верхней части осадочного чехла обнаруживаются структуры, которые поначалу принимались за соляные штоки, а на самом деле оказались глиняными диапирами и грязевыми вулканами. В одной из таких зон, приуроченных к северному склону Средиземноморского вала южнее глубоководного желоба Плиния, нами были обследованы несколько купольных структур, вершины которых лишь отчасти прикрыты современными осадками. На одной из структур такого типа они отсутствовали вовсе. Интересно, что речь в данном случае идет не только об обычном грязевом вулканизме, сопряженном с подъемом к поверхности больших масс разуплотненных глинистых отложений, содержащих обломки разнообразных пород (песчаников, алевролитов, доломитов и известняков), но и о процессах более сложной природы, когда из недр наряду с пластичными глинами поднимаются пески, очень разные по гранулометрии, но имеющие в основном петрокласто-кварцевый состав с примесью гравийных зерен, алевритового и глинистого материала.

Впрочем, отдельно стоящие купола, имеющие, видимо, грязевулканическое происхождение, не являются самыми распространенными образованиями. Преобладают мелкие, невысокой формы, осложняющие поверхность обширного сводового поднятия. Один из обследованных нами куполов имеет диаметр у основания ~2,5 км, у вершины — не превышает 1 км. Над окружающим дном структура возвышается на 80—90 м. Вершина купола представляла собой выровненную площадку, наклоненную на юг, где она постепенно переходит в довольно пологий склон. С севера купол обрамлен более крутым склоном, особенно резко выраженный в верхней части. Именно с этой вершины были подняты колонки, содержащие терригенные пески.

Самым удивительным оказалось присутствие в колонках признаков слоистости, имевшей, скорее, линзовидный, чем непрерывный, пластовый характер. Осадки гораздо более плотные, чем современные илы, залегающие на тех же глубинах, имели темно-бурый цвет и издавали сильный запах сероводорода. На глубине 0,5 м от поверхности дна они вмещали рассол, по концентрации в 2 раза превышающий содержание солей в обычной морской воде. В составе рассола преобладали NaCl и HCO_3. Обогащение анионом HCO_3 должно свидетельствовать об активно протекающих процессах сульфатредукции. В составе рассола были зафиксированы также повышенные концентрации металлов, а именно: железа, цинка, марганца, кобальта, никеля и меди. Происхождение песков остается загадочным. В этой части Ионического моря они не были до сих пор известны. Присутствие в песках большого количества обломков пород свидетельствует о том, что они не связаны с выносами р. Нил. Со стороны же о. Крит описываемый район экранируется глубоководным желобом Плиния с глубинами более 3300 м. Остается предположить, что пески и другие отложения, обнажающиеся на вершинах купольных поднятий, являются довольно древними образованиями, ак-

кумуляция которых произошла еще до заложения системы Эллинских желобов. То, что описываемые осадки в настоящее время залегают у дна, говорит скорее всего в пользу активного складкообразования в зоне наиболее тесного соприкосновения Африканской плиты с Эгейской вулканической дугой, в результате которого на сводах поднимавшихся складок не накапливались современные карбонатные и голоценовые сапропелевые илы. Более того, здесь отсутствуют и плиоцен-четвертичные образования, повсеместно распространенные в Ионическом море и имеющие преимущественно карбонатный состав. Возраст песков, оказавшихся ныне у поверхности на куполах в северной части Восточно-Средиземноморского вала, скорее всего позднемессинский либо тортонский, но может быть и более древний.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ПРОЦЕССОВ, ПРОТЕКАЮЩИХ В НЕДРАХ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ ИЗ ЗОНЫ СТОЛКНОВЕНИЯ

Таким образом, в области коллизии древней континентальной окраины с островной вулканической дугой (дугами) наблюдаются разнообразные явления, в существенной степени трансформирующие осадочный чехол седиментационных бассейнов: от диапиризма и грязевого вулканизма до формирования разнообразных, в основном мелких складок, осложняющих, по-видимому, более крупные структуры. Присутствие в сопочных глинах и других осадках, обнажающихся на сводах некоторых поднятий, рассолов, которые обогащены металлами, гидрокарбонат-ионами и сероводородом, свидетельствует о глубинности поднимающихся к поверхности флюидов. В их составе, вероятно, определенную роль играют и углеводородные фазы. На это указывает активность микроорганизмов, многочисленные колонии которых обнаружены в перекрывающих купольные поднятия современных осадках [11]. Все это является свидетельством широкомасштабного перераспределения флюидов, а в их составе и углеводородов, из нижних или средних этажей осадочного чехла в верхние, которое сопровождается разрушением старых и образованием новых залежей нефти и газа. Наличие же песков, могущих служить коллекторами, говорит в пользу того, что в недрах глубоководной части Ионического моря могут располагаться крупные зоны нефтегазонакопления.

Нельзя исключать и того, что появление уплотненных песков на сводах купольных поднятий к югу от желоба Плиния связано с явлением песчаного диапиризма, описанного В. Н. Холодовым на примере п-ова Челекен [8]. Если это так, то песчаный материал, поднявшийся с больших глубин, может оказаться гораздо древнее, чем можно предположить в настоящее время. Действительно, в одной из первых работ, посвященных грязевому вулканизму в Средиземном море, предположительно говорится о меловом возрасте сопочных глин, поднятых с вершины первого грязевого вулкана, обнаруженного в районе Восточно-Средиземноморского поднятия [10]. Речь идет, следовательно, о подсолевом, домессинском комплексе отложений.

Как упоминалось выше, в составе «сопочных» песков значительную роль играет петрокластический материал, среди которого преобладают обломки осадочных и метаосадочных пород. Это свидетельствует о коротких путях переноса, так как при длительной транспортировке (например, крупными реками) бóльшая часть петрокластов обычно разрушается. Вероятно, древняя область питания, откуда сносился кластический терригенный материал, располагалась неподалеку, возможно, в районе о. Крит или поднятия Птолемея, ныне скрытого под водой. Скорее всего речь идет о прибрежных или мелководно-шельфовых песчаных отложениях, соседствовавших по простиранию и в разрезе с алевролитами и глинами.

Все вышесказанное позволяет считать, что и этот, северный участок впадины Ионического моря является частью глубоко погруженной Африканской плиты, бывшей по существу окраиной Гондваны в мезозойском океане Тетис. Нам хорошо известно, какими комплексами отложений сложена эта окраина в соседних,

более восточных секторах, например в районе Персидского залива. Здесь в краевой части Аравийского щита широко распространены терригенные песчаники раннемелового возраста, играющие наряду с рифовыми постройками апт-альбского и позднемелового возраста, а также позднеюрскими сульфато-карбонатными лагунными комплексами роль регионального коллектора. Не исключено, что и в недрах Ионического моря присутствуют близкие по составу и возрасту образования, что может значительно повысить его перспективы и отношения нефти и газа.

Палеогеографические и палинспастические реконструкции, выполненные в последние годы [2], свидетельствуют о том, что аравийская окраина Гондваны в конце мезозоя — первой половине кайнозоя располагалась в зоне столкновения с островной вулканической дугой, некогда обрамлявшей южную окраину Евразии в океане Тетис, т. е. она пережила то самое состояние, в котором находится ныне африканская окраина в восточном секторе Средиземного моря. Следовательно, можно предположить, что и там протекали аналогичные процессы.

В дальнейшем вулканическая дуга утратила активность и в конце концов сомкнулась с древним краем Евразийского континента, постепенно сближавшегося с Африкано-Аравийским мегаблоком. В зоне коллизии в маастрихтский век произошла обдукция фрагментов коры океана Тетис на край Аравийского щита, в результате чего образовался Оманский офиолитовый комплекс. В дальнейшем, уже в эоцене и олигоцене, имело место столкновение в широкой полосе, известной ныне как зона Загроса. Коллизия носила, видимо, мягкий характер и не сопровождалась сминанием и денудацией осадочного чехла в пределах Аравийской окраины. Она привела к образованию антиклинальных складок и диапиризму нижнепалеозойских солей, носившему, впрочем, локальный характер. Можно, однако, не сомневаться, что коллизионнные процессы инициировали генерацию битумоидов и широкомасштабное перераспределение флюидов, которые мигрировали из комплексов, подвергшихся сжатию и деструкции в зоне Загроса. Этими флюидами были заполнены ловушки, образовавшиеся в осадочном чехле в процессе сближения и коллизии двух плит. Очевидно, что тектонические трансформации, происходившие в зоне Персидского залива на рубеже мезозоя и кайнозоя и позднее, явно благоприятствовали возникновению здесь крупнейшего нефтегазоносного бассейна с запасами более 54 млрд. т. нефти и 20 трлн. м^3 газа [1].

Другим крупным регионом, в геологической истории которого известен эпизод с коллизией между континентальной окраиной и островной вулканической дугой, является Мексиканский залив, с которым связан один из крупнейших нефтегазоносных бассейнов современности. Сближение с последующей коллизией между окраиной Северо-Американского континента и Большой Антильской островной дугой относится к концу юрского — началу мелового периодов. Отметим, что по ряду важных признаков этот бассейн и в настоящее время весьма схож с Ионическим: глубины дна не превышают 2000—3000 м, наличие довольно мощной соляной покрышки в верхней части осадочного чехла (здесь соли имеют позднеюрский возраст), длительное формирование в пределах континентальной окраины мощного дельтового и подводно-дельтового комплексов р. Миссисипи (в Ионике им эквивалентны дельтовый комплекс и конус выноса р. Нил), региональные проявления соляного диапиризма и грязевого вулканизма. Отметим, наконец, аккумулятивный низменный тип побережья с цепочкой осолоненных лагун, из которых крупнейшей является лагуна Мадре. Аналогично строение африканского побережья в Ионическом море. Ресурсы углеводородного сырья, разведанные к настоящему времени в бассейне Мексиканского залива, составляют около 6 млрд. т нефти и более 2 трлн. м^3 газа [1].

Еще одна область, где в последние геологические эпохи развернулись коллизионные процессы, расположена в восточном полушарии, в австралийско-индонезийском сегменте, где северная окраина Австралии пришла в столкновение с дугой моря Банда, иначе — Тиморской вулканической дугой. Эти

процессы сопровождались диапиризмом солей (в данном случае силурийско-девонских) и образованием крупных сводовых поднятий (Эпемер-Сахул, Сахул и Нортист-Лондондерри). С ними связаны открытия залежей нефти и газа в этом регионе.

Важно отметить, что и в более далеком геологическом прошлом можно найти свидетельства тектонических событий, о которых здесь шла речь. Достаточно вспомнить коллизию между окраиной Восточно-Европейской платформы и Сакмарской вулканической дугой, которую относят к концу карбона — началу перми. Как известно, в соседних регионах Волго-Уральского и Прикаспийского бассейнов открыты многочисленные, в том числе и крупные, месторождения нефти и газа, а вся эта зона остается одной из самых перспективных в центральном секторе Евразии.

* * *

Приведенные данные позволяют прийти к заключению, что условия, возникающие при мягкой коллизии между пассивной окраиной континента и островной вулканической дугой, весьма благоприятны для формирования в зоне столкновения крупных нефтегазоносных бассейнов. Это связано как с возникновением многочисленных структурных ловушек, вызванным слабыми дислокациями в осадочном чехле бассейнов, так и с активной миграцией флюидов, в том числе и углеводородных, из нижних этажей чехла в верхние, что приводит к заполнению большинства структурных и неструктурных ловушек. Немаловажно и то обстоятельство, что на стадиях зарождения и развития островной вулканической дуги высокими перспективами на нефть и газ характеризуются не только бассейны древней пассивной окраины, находящиеся в зоне непосредственного столкновения, но и реликтовые впадины, расположенные в тылу этой островной вулканической дуги.

Список литературы

1. *Геодекян А. А., Забанбарк А., Конюхов А. И.* Тектонические и литологические проблемы нефтегазоносности континентальных окраин. М.: Наука, 1988. 176 с.
2. *Зоненшайн Л. П., Деркур Ж., Казьмин В. Г. и др.*//История океана Тетис. М.: Мир, 1987. С. 104—115.
3. *Конюхов А. И., Иванов М. К., Калинин А. В.* Геологическое строение и особенности осадконакопления на черноморской окраине Кавказа//Вестн. МГУ. Сер. геол. 1990. № 6. С. 26—35.
4. *Конюхов А. И., Иванов М. К., Кульницкий Л. М.* О грязевых вулканах и газогидратах в глубоководных районах Черного моря//Литология и полез. ископаемые. 1990. № 3. С. 12—23.
5. *Конюхов А. И., Бурлин Ю. К., Чочия Г. Л.* Строение и осадки Мессинского глубоководного конуса выноса//Вестн. МГУ. Сер. геол. 1991. № 6. С. 41—52.
6. *Туголесов Д. А., Горшков А. С., Мейснер Л. Б. и др.* Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины. М.: Недра, 1985. 215 с.
7. *Терехов А. А., Шимкус К. М.* Молодые осадки и надвиговые структуры в Прикрымской и Прикавказской зонах Черноморской впадины//Геотектоника. 1989. № 1. С. 21—32.
8. *Холодов В. Н.* О роли песчаного диапиризма в трактовке генезиса грязевых вулканов//Литология и полез. ископаемые. 1987. № 4. С. 12—27.
9. *Castellaria A., Sartori R.* Quaternary iron-manganese deposits and associated pelagic sediments from the Tyrrhenian sea//Sedimentology. 1978. V. 25. № 6. P. 35—42.
10. *Cita M. B., Ryan W. F., Paggi L.* Prometheus mud-breccia. An example of shale diapirism in the Western Mediterranean ridge//Ann. geol. Pays Hellen. 1981. V. 30. P. 543—570.
11. *Cita M. B., Aghib F. S., Arosio S. et al.* Bacterial colonies and Mn-micronodules related to fluid escape on the crest of the Mediterranean ridge//Riv. Itol. Paleontol. Strat. 1989. V. 95. № 3. P. 315—336.

12. *Fanucci F., Firpo M., Picazzo M. et al.* Morphostructural features and evolution of the Ligurian Sea.// Miscellanea. 1992. V. IV. P. 29—44.
13. *Marjanac T.* Ponded megabeds and some characteristics of the eocene Adriatic basin (Middle Dalmatia, Yugoslavia)//Mam. Soc. geol. Ital. 1987. V. 40. P. 241—249.
14. *Obradović J., Stoyadinović P., Mizcović B. et. al.* Adriatic carbonate platforms and its characteristics in the Montenegria littoral//Glasnik prirodnjackog muzeja u Beogradu. 1985/86. A 4041. P. 81—85.
15. *Saccani E.* Double provenance of sand-sized sediments in the Southern Aegean forearc basin/ J. Sediment. Petrol. 1987. V. 57. P. 736—745.

Московский государственный
университет

Поступила в редакцию
19.IV.1993

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 2, 1994

УДК 551.461.8:552.14

© 1994 Холодов В. Н.

КРИВАЯ Л. И. САЛОПА — Дж. ГИЛЛУЛИ — РЕАЛЬНОСТЬ ИЛИ АРТЕФАКТ?

В статье анализируется кривая скорости седиментации и ее изменения в истории Земли. Доказывается, что в современных осадочных бассейнах следует различать скорость осадконакопления и скорость захоронения осадка. В древних осадочных и вулканогенно-осадочных толщах уменьшение мощностей происходит за счет уплотнения, потери вещества, диапиризма и пластических деформаций. В результате мы имеем дело не со скоростью седиментации, а с мощностью, деленной на время, или темпом осадочного породообразования. Предлагается методика реконструкции величины скорости осадкообразования.

Проблема скорости осадконакопления в современном осадочном процессе и в геологическом прошлом представляет огромный интерес. С ней тесно связаны вопросы эволюции рельефа нашей планеты, эволюции питающих провинций и бассейнов седиментации, развития компенсированного и некомпенсированного осадконакопления, формирования фаций, формаций и рудных месторождений, а также роста и деградации тектонических структур разного порядка. Без преувеличения можно считать, что эта проблема затрагивает целый ряд принципиальных аспектов литологии, стратиграфии и тектоники.

Между тем, несмотря на многочисленные исследования А. Холмса [86], Дж. Амгроува [97], Дж. Гиллули [83], Н. С. Шатского [74], М. Кея [15], Л. Б. Рухина [44], Н. М. Страхова [55], Б. М. Келлера [16], Л. И. Салопа [46], М. Е. Раабен [40], А. П. Лисицына [26, 27], М. А. Семихатова [49], А. Б. Ронова и др. [43], К. Б. Сеславинского [50—53], она все еще далека от своего разрешения.

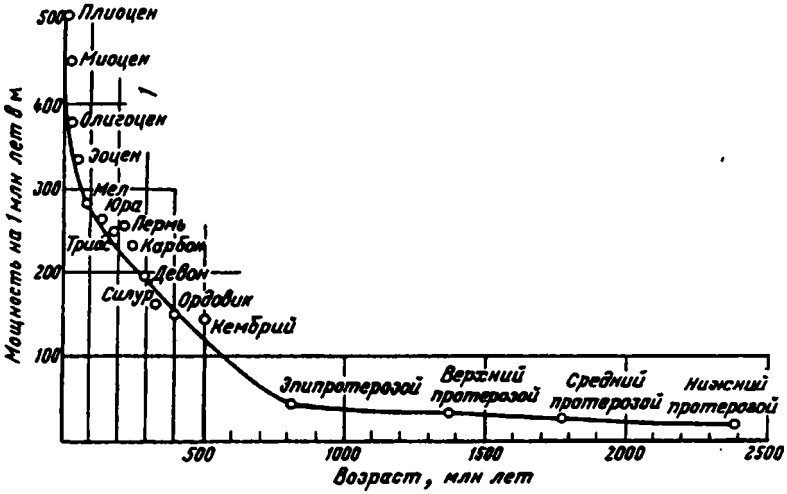
Две главные причины мешали разрешению этой проблемы. Во-первых, долгое время в литературе отсутствовали адекватные природе оценки скорости современного осадконакопления в морях и океанах, а те немногие опубликованные сведения [4, 45, 87, 88, 91, 92] отрывочно и неверно освещали положение дел.

Во-вторых, геологи очень слабо представляли себе масштабы вторичных (диа- и катагенетических) преобразований осадков и осадочных пород и в связи с этим не принимали идею эфемерности мощностей осадочных толщ. Казалось, что достаточно взять за основу несколько незначительных поправок (на интенсивность размыва, на гравитационное уплотнение пород при погружении, на складчатость и метаморфизм) и станет возможной реконструкция тех самых мощностей, которые формировались в исходном бассейне седиментации.

Такой подход оказался иллюзией, а в настоящее время мы в более полном объеме начинаем понимать всю сложность реконструкции первичных обстановок осадконакопления и, следовательно, первичных мощностей.

Согласно наиболее распространенным взглядам, скорость осадконакопления представляет собой мощность осадка или осадочной породы, деленную на время ее образования. Общие тенденции в изменении мощностей осадочных и вулканогенно-осадочных отложений стратисферы во времени описывает кривая Л. И. Салопа [46] (фиг. 1).

В соответствии с приведенным графиком, в котором, кстати, в части, каса-



Фиг. 1. Соотношение мощности осадочных отложений и времени их образования [46, 83]

ющейся фанерозойских отложений, использованы материалы Дж. Гиллули [83], средние мощности отложений при переходе от более молодых к более древним образованиям закономерно уменьшаются, тогда как соответствующие интервалы геологического времени возрастают от десятков миллионов к миллионам и миллиардам лет.

Естественно возникает вопрос, который был поставлен в работах Дж. Гиллули [83] и М. Е. Раабен [40]: не является ли вся кривая артефактом, не построена ли она на систематических ошибках измерения мощностей?

Следует сразу же подчеркнуть, что неполнота геологической летописи, бесспорно, очень велика и, самое главное, непрерывно возрастает от более молодых отложений к более древним [40, 56, 74, 83]. Это обстоятельство делает все сравнительно-литологические построения весьма условными и не позволяет возводить их в ранг точных законов.

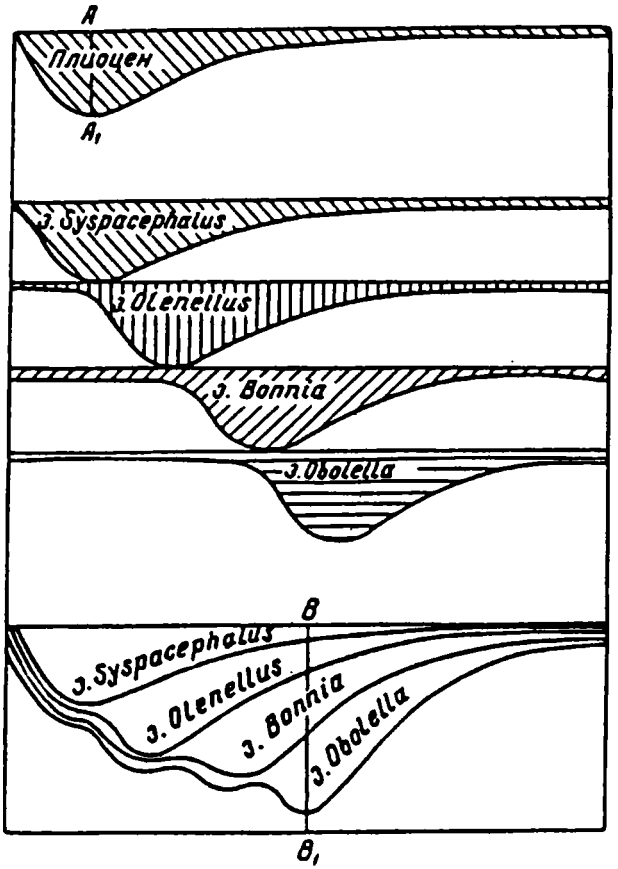
Однако эта же неполнота заставляет геологов при определении мощностей древнейших отложений суммировать отдельные «частные» замеры и придавать общим оценкам мощности стратиграфических подразделений статистический характер. В связи с этим вызывает сомнение утверждение Дж. Гиллули [83] об одностороннем подходе к оценке мощностей в докембрии.

Напомним, что Дж. Гиллули пытался показать, что замеры мощности осадочных толщ в древнейших отложениях всегда осуществляются по схеме, изображенной на фиг. 2. При этом он утверждал, что при замене множества частных замеров мощностей одним общим систематически уменьшается окончательный результат.

Прежде всего следует подчеркнуть, что закономерности формирования мощностей и смещение депоцентра седиментации тесно связаны с типом осадочного бассейна; они по-разному осуществляются в интра-, эпикратонных, троговых, рифтовых и океанических палеобассейнах [42, 48]. Поэтому с позиций современной литологии случай, рассмотренный Дж. Гиллули [83], вряд ли можно считать единственным и типичным для всего докембрия.

Кроме того, частое использование «локальных» замеров мощности в докембрийских разрезах по идее должно свести на нет систематическую ошибку; в связи с этим нам представляется, что картина, изображенная на фиг. 1, объективно отражает природные соотношения, но требует несколько иного истолкования.

Анализ проблемы следует начать с рассмотрения современных скоростей осадкообразования. В ряде предыдущих работ [45, 55] утверждалось, что скорость



Фиг. 2. Схема, показывающая предполагаемую систематическую ошибку при замере мощности в докембрии [83]

осадконакопления в современных водоемах ничтожно мала и колеблется от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров в тысячу лет; она примерно соответствует скоростям накопления осадков в водоемах прошлого. Оказалось, что это не так.

Закономерности поведения современных скоростей осадконакопления в морях и океанах достаточно полно исследованы А. П. Лисицыным [26—28]. Используя биостратиграфические, палеомагнитные, литологические методы и методы ядерной геохронологии, этот автор выделил интервал времени в 300—700 тыс. лет, проследил его на площади дна Тихого, Атлантического, Индийского океанов и ряда прилегающих морей и на основе более 700 частных определений составил карты распределения скоростей седиментации; обобщенные результаты его наблюдений сведены с табл. 1. Следует иметь в виду, что приведенные в ней цифры перепроверены в помощью метода абсолютных масс. Проанализировав данные табл. 1, трудно не прийти к выводу, уже сделанному А. П. Лисицыным [26—28]: на фоне довольно низких скоростей осадконакопления, типичных для относительно глубоководных участков Мирового океана, и более высоких скоростей во внешних и эпиконтинентальных морях встречаются области, где скорости седиментации достигают «лавинных» или ураганных значений.

Если средняя скорость осадконакопления в плиоцене приближается к 4 м/1000 лет (см. фиг. 1), то на шельфах океанов, в устье р. Менам скорость современного осадконакопления превышает 30 м/1000 лет в дельтах рек Миссисипи и Парис —

Таблица 1

Скорости современного осадконакопления [26—28]

Бассейны осадконакопления	Скорость седиментации, см/1000 лет
Океаны	
Тихий:	
относительно глубоководные осадки	0,1—10
шельф Калифорнийского залива	20—316
устье р. Менам	3000
Индийский:	
относительно глубоководные осадки	0,1—10
устье р. Б. Годавари	100—300
устье р. Иравади	200
шельф Индостана	10 – >100
Атлантический:	
относительно глубоководные осадки	0,1—10
устье р. Потомак — Чесапикский залив	160—1800
устье р. Парка	1000
устье р. Миссисипи	1000
устье р. Ориноко	500—1000
шельфы Европы	100—600
Моря	
Средиземное	3—20
устье р. Роны	500—600
Азовское	90—240
Каспийское	10—600
Балтийское	240
Андаманское	10—200
Берингово	5—50
Охотское	2,5—50
Черное	2—40
Аравийское	0,1—0,5
Красное	0,1—0,3

10 м/1000 лет, а в зоне влияния рек Ориноко и Роны она оказывается выше — 5 м/1000 лет.

Вся область шельфа, находящаяся под влиянием дельт и эстуариев крупных рек, рассматривается А. П. Лисицыным [28] как первый глобальный уровень лавинного осадконакопления; здесь местами концентрируются огромные массы обводненных песков, песчаников, алевритов и глин, которые вступают в процессы оползневой и суспензионной миграции и при сильных колебаниях уровня океана соскальзывают по континентальному склону и формируют гравититовые осадки второго уровня у его подножия.

Более подробное описание всего хода лавинного осадконакопления на периферии Мирового океана приведено в работах А. П. Лисицына [26—28]; поэтому здесь отметим лишь, что наряду с участками максимальных скоростей осаждения в современных осадочных бассейнах широко развиты зоны нулевой седиментации (неотложения осадков) и зоны размыва ранее отложенных скоплений. Последние, как показали П. Л. Безруков [3], А. П. Лисицын [28], И. О. Мурдмаа [34], В. Н. Свальнов [47] и др., широко развиты даже среди самых глубоководных отложений Мирового океана; их образование обычно связывается с деятельностью подводных течений.

Так как между разными уровнями лавинной седиментации, а также областями накопления осадков и их размыва время от времени происходит усиленное п е-

ерераспределение материала, становится очевидным: скоростей седиментации, приведенных в табл. 1, недостаточно для полной характеристики всей картины в целом. В геологическом анализе их следует дополнить скоростями захоронения морских и океанских осадков, и эти последние скорости должны, по-видимому, существенно уступать приведенным ураганным значениям. Это и подтверждается анализом материалов глубоководного бурения; как показали исследования Т. А. Дэвиса с соавторами [81], а также Т. Р. Ворсли и Т. А. Дэвиса [98], скорости в осадочных толщах, подстилающих четвертичные отложения, значительно меньше приведенных цифр.

Нетрудно увидеть, что сам механизм современного осадконакопления в морях и океанах чрезвычайно затрудняет его количественную геологическую оценку; мы хорошо представляем себе скорость седиментации осадков, но все еще далеки от точной оценки скорости их окончательного захоронения. Между тем в разрезах геологического прошлого мы, как правило, имеем дело именно с конечным результатом, т. е. с осадками, окончательно погребенными под массой последующих отложений.

Следует также заметить, что новейшие исследования литологов в морях и океанах наводят на мысль о чрезвычайно большой роли скрытых перерывов в строении древних осадочных толщ.

Не менее глубокая методическая пропасть отделяет окончательно отложенные на дне, но обводненные осадки от полностью сформированных, а иногда даже смятых в складки и слабометаморфизованных осадочных пород. На пути превращения осадков в породы мощности их весьма интенсивно деформируются под действием уплотнения, потери значительной части активных компонентов, а также пластических деформаций и явлений диапиризма.

Уплотнение осадков и осадочных пород разного литологического состава было описано в работах Н. Б. Вассоевича [6], Дж. М. Уэллера [58], В. Энгельгардта [76], Ю. В. Мухина [35], Н. В. Логвиненко [29], Х. Рике и Ж. В. Чилингаряна [89], В. А. Ханина [60], В. Н. Холодова [66] и др.

При образовании морских осадочных толщ каждый пласт начинает свое развитие с накопления осадка на дне водоема; затем он скрывается под более молодыми осадками, мощность которых при непрерывности погружения закономерно увеличивается. Можно представить себе этот процесс как медленное нисходящее движение в глубь земной коры. Так как геостатическое давление и температуры при этом непрерывно возрастают по схеме: 1 км — 30° С и 270—300 атм; 2 км — 60° С и 540—600 атм; 3 км — 90° С и 810—900 атм и т. д., то плотность пород по мере погружения также непрерывно растет, а пористость соответственно уменьшается.

Поведение глинистых пород в этом процессе экспериментально исследовал В. Д. Ломтадзе [30], по материалам которого составлена табл. 2. Им было показано, что глинистый ил с плотностью 0,6—0,8 г/см^3 и влажностью 80—75% под действием увеличивающихся давлений и температур трансформируется в сланцевый аргиллит с плотностью 2,65—2,75 г/см^3 и влажностью 3—4%.

Плотность глинистых илов, по данным Н. Б. Дортмана с соавторами [10] и более поздним определениям А. П. Лисицына [27], колеблется от 1,2 до 2,4 г/см^3, аргиллитов — от 1,7 до 2,9 г/см^3, глинистых сланцев — от 2,3 до 3 г/см^3.

В отличие от глинистых пород пески имеют плотность 1,3—2,15 г/см^3, а сцементированные песчаники 2—2,9 г/см^3. Любопытно, что плотность терригенных пород обычно увеличивается вместе с размером частиц; в конгломератах она уже колеблется от 2,1 до 3 г/см^3.

Карбонатные породы в большинстве случаев имеют более высокую плотность, нежели терригенно-глинистые отложения. Действительно, в известняках она колеблется от 1,8 до 2,9, а в доломитах — от 1,9 до 3 г/см^3.

Разумеется, что процессы метаморфизма еще более увеличивают плотность осадков, г/см^3: кварц-серицитовые сланцы — 2,4—2,87, гнейсы — 2,76—3,0, амфиболиты — 2,72—3,04 [10].

Таблица 2

Порода	Естественная влажность, %	Пористость, %	Плотность, г/см³	Консистенция
Глинистый ил	80—75	80—75	0,6—0,8	Жидкая, вязкотекучая
Глина:				
мягкая	80—30	80—40	0,8—1,4	Текучая, пластичная
уплотненная	35—12	45—25	1,35—1,90	Пластичная, полутвердая
Аргиллит	15—3	30—4	1,90—2,65	Полутвердая
Сланцеватый аргиллит	4—3	5—4	2,65—2,75	Твердая

Таблица 3

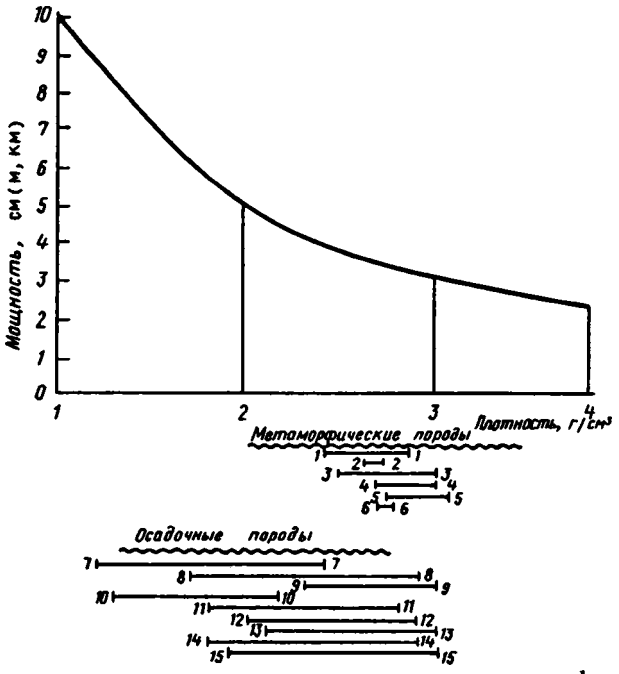
Плотность осадочных пород (г/см³) различных тектонических зон запада Средней Азии (по [10], С. М. Виленской и И. Х. Юдборовскому)

Возраст	Складчатая область	Переходная зона	Устойчивая зона
Палеоген	2,29	2,25	1,87
Сенон	2,52	2,43	2,16
Сеноман	2,47	2,28	2,00
Альб	2,49	2,41	2,05
Апт	2,56	2,59	2,14
Неоком	2,64	2,53	2,20
Юра	2,64	2,56	2,35

Наряду с литологическим составом, размерностью обломков и их минералогической характеристикой большую роль в формировании плотностей играют возраст пород и напряженность тектонических процессов. В табл. 3 приведены данные, позволяющие оценить поведение плотности осадочных пород юрских, меловых и палеогеновых отложений Средней Азии. Из нее следует, что повсеместно плотность разновозрастных пород обычно увеличивается сверху вниз по стратиграфической колонке, от палеогена к юре. Эти цифры несомненно подтверждают теоретические построения В. Д. Ломтадзе [30] и других исследователей об уплотнении осадков и осадочных пород при погружении.

Любопытно, что совершенно тождественные изменения испытывают эффузивные породы; как показали Н. Б. Дортман, В. Я. Трунина и Б. Я. Хорева [10], кайнозойские базальты Урала и ряда других регионов имеют плотность 2,38— 2,74 г/см³, мезозойские — 2,59—2,75 г/см³, а палеозойские — 2,46—2,85 г/см³. В табл. 3 хорошо видны также различия в плотности осадочных пород складчатых и платформенных областей; очевидно, что для складчатых районов характерны более высокие значения плотностей, нежели для платформенных.

Суммарное количественное воздействие уплотнения на мощность осадочных толщ показано на фиг. 3. Диаграмма рассчитана на диапазон колебаний плотности от 1 до 4 г/см³, что отражает наиболее распространенные в стратисфере значения. В нижней части фигуры отрезками, параллельными оси абсцисс, охарактеризованы колебания плотностей в различных типах осадочных и метаморфичесих пород; они взяты из справочника. По оси ординат делается попытка оценить сокращение мощностей при уплотнении столбика породы в 10 условных единиц (см, м, км) от 1 до 4 г/см³. Очевидно, что при значении 2 г/см³ от первоначальной мощности остается только 50% исходной величины, при 3 г/см³ — 33%, при 4 г/см³ — 25%; иначе говоря, вначале мощность сокращается вдвое, потом на $^1/_3$ от исходной, а затем на $^3/_4$.



Фиг. 3. Зависимость между плотностью осадочных и осадочно-метаморфогенных отложений и их мощностью

Колебания плотности: *1—3* — сланцы (*1* — кварц-серицитовые, *2* — хлоритовые, *3* — графит-амфиболитовые); *4* — гнейсы; *5* — амфиболиты; *6* — мраморы; *7* — глина; *8* — аргиллит; *9* — глинистый сланец; *10* — песок; *11* — алевролит; *12* — песчаник; *13* — конгломерат; *14* — известняк; *15* — доломит

Сокращение мощностей осадочных и вулканогенно-осадочных пород в ходе диа- и катагенетических преобразований усугубляется потерей различных компонентов — воды, органического вещества, карбонатов и других легко растворимых солей, неустойчивых силикатных минералов.

В некоторых случаях эти минералого-геохимические преобразования непосредственно связаны с уплотнением исходных осадков и осадочных пород и даже полностью отражают его, но с других — геофизическая плотность остается неизменной, а потери вещества сильно сказываются на уменьшении мощности за счет удаления отдельных слойков, целых участков каркаса и цемента, а также эфемерности возникающих полостей, пор и каверн.

Поведение воды в ходе диа- и катагенетических преобразований глин, песчаников и карбонатных пород неоднократно рассматривалось в работах Л. М. Овчинникова, А. А. Карцева, Е. А. Баскова, С. В. Вагина, И. И. Нестерова, В. Ф. Линецкого, Дж. Уэллера, В. М. Добрынина и многих других исследователей.

Наиболее полно освещено поведение воды при уплотнении глин. Вода, захороненная в глинах, находится либо в виде порового раствора («свободная»), либо в связанном состоянии (сорбированная или кристаллизационная).

Сначала из уплотняющихся глин удаляются поровые растворы; при этом сокращение порового пространства и потеря мощности связаны между собой прямой зависимостью [6, 37, 85] и могут быть рассчитаны по соответствующим формулам. Эта первая стадия дегидратации, или стадия первичного уплотнения глин, сопровождается довольно существенными потерями воды, причем потеря воды происходит более или менее равномерно, постепенно уменьшаясь в соответствии с сокращением суммарного объема пор. Усиление или ослабление этого процесса определяется скоростью накопления вышележащих осадков, которая в

свою очередь зависит от многих физико-географических факторов. Характерно, что первую стадию дегидратации проходят все глинистые отложения морского происхождения независимо от их минерального состава.

По нашим приблизительным подсчетам, на этой стадии процесса обезвоживания 1 м^3 ила теряет 370—380 кг воды.

Вторая стадия дегидратации, или стадия механической деформации, связана с превращением преобладающего в зоне выветривания разбухающего монтмориллонита в неразбухающую гидрослюду — постоянный компонент более глубоких зон. Это происходит обычно при высоких (150—200° С) температурах на глубинах от 1 до 4 км и сопровождается уменьшением объема твердой фазы и выделением значительного количества кристаллизационной воды. Согласно расчетам, 1 м^3 чистой монтмориллонитовой глины может высвободить 280—300 кг воды, в то время как 190—200 кг воды будут сохраняться в 1 м^3 новообразованной гидрослюдистой массы.

На этой стадии преобразований мощности глинистых отложений уменьшаются по сложным законам и в ряде случаев дефицит превышает изменение порового пространства [37].

В дальнейшем преобразование глинистых отложений в цеолитовую, пренит-пумпеллитовую, глаукофан-сланцевую и эклогитовую фации сопровождается чередованием эпох флюидизации и дегидратации, протекающих на фоне непрерывного уменьшения плотности; суммарный эффект этих процессов приводит к уменьшению мощности на 25—50% [59].

Чрезвычайно большое влияние на уменьшение мощности осадочных отложений имеют преобразования органического вещества; «таяние» органических скоплений стратисферы четко прослеживается как среди углей, так и среди сапропланктогенных глин и сланцев.

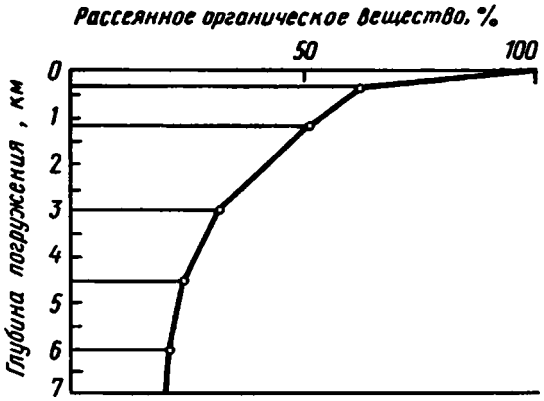
В углях параллельно реализуются два процесса. В ходе торфообразования и углефикации имеет место сильное уплотнение, дегидратация и постепенный переход торфа в бурые, длиннопламенные, газовые, жирные, коксующиеся, отощенно-спекающиеся, тощие угли и антрациты. Наряду с этими явлениями прямое воздействие кислорода на массу угля по схеме: $C_6H_{16}O_6 + 6O_2 \rightarrow 6CO_2 + 6H_2O$ + тепло — полностью уничтожает значительную массу исходной растительной органики. В результате, по данным Н. Т. Шварца и К. Т. Лауппера [75], уголь под давлением сокращает свою массу в 12—30 раз; Ю. А. Жемчужников [12] те же потери оценивал величиной 10—12 раз.

Прямые замеры коэффициента уплотнения в юрских углях Восточного склона Урала, выполненные Я. М. Черноусовым [72], подтвердили предположение Ю. А. Жемчужникова: оказалось, что сплющенность стволов и сучьев здесь равна 1 : 12.

Черные, обогащенные сапропланктогенным веществом глины и сланцы в сущности столь же интенсивно уменьшаются в мощности на стадиях диагенеза и катагенеза. Трансформации рассеянного в них органического вещества (РОВ) были подробно рассмотрены нами в ряде предшествующих работ [65—70].

Было показано, что сапропланктогенное органическое вещество, захороняемое в полужидких глинистых илах морских водоемов, вначале интенсивно расходуется на процессы биогенной сульфатредукции; по мнению Н. М. Страхова [55], до 32%, а по данным О. К. Бордовского — свыше 42% первично захороненной массы РОВ используется на окисление $C_{орг}$ и восстановление сульфатов до сульфидов. При этом главные составляющие РОВ (белки, жиры и углеводы) под действием разнообразных бактерий трансформируются в гуминовые кислоты и меланоиды.

Дальнейшие преобразования РОВ происходят в зоне катагенза, при воздействии на него высоких температур и давлений; в результате термолиза и термокатализа вначале из гуминовых кислот образуется кероген — трехмерная модель молекулы из ядер органических гетероциклов, соединенных между собой алифатическими



Фиг. 4. Падение содержания рассеянного органического вещества (РОВ) в глинах с глубиной погружения

кетонными, эфирными, сульфидными и дисульфидными мостиками-цепями, а затем в результате разрушения связующих цепочек из керогена в главную фазу нефтеобразования формируются жидкие и газообразные углеводороды и битумоиды.

Эти новообразования эмигрируют за пределы нефтематеринских пластов, а в них остается сильно обуглероженная смесь реликтов керогенного материала.

Любопытно, что по материалам С. Г. Неручева и др. [36], а также А. М. Акрамходжаева [1] потери органического вещества в нефтематеринских толщах выглядят так, как это показано на фиг. 4. Иначе говоря, при погружении нефтематеринских отложений на глубину 3 км от первоначально захороненного РОВ остается только 32%, а на глубине 7 км — около 21%.

Очень большой расход РОВ и интенсивное уплотнение черных глин на стадии диагенеза подтверждается прямым определением их коэффициентов уплотнения. Сравнение толщины слойков в пределах тел карбонатных конкреций и за их пределами, проведенное Ю. О. Гавриловым [8], показало, что только на этом раннем этапе преобразований их мощность сокращается в 6—7 раз.

Наряду с переработкой РОВ процессы постседиментационного сокращения мощностей осадочных отложений бывают в значительной степени обусловлены растворением карбонатов. При рассмотрении этих явлений следует прежде всего иметь в виду, что рассеянные карбонаты встречаются среди глин, песчаников, сланцев, фосфоритов и кремнистых пород иногда в значительных количествах; кроме того, они образуют самостоятельные скопления, залегая в виде пластов, линз и линзовидных тел.

Поведение карбонатов в процессах постседиментационного преобразования в значительной мере зависит от проницаемости вмещающих их пород. В тех случаях, когда образуется открытая физико-химическая система, в которой возникающая углекислота может свободно удаляться за ее пределы, создается обстановка, благоприятная для растворения и исчезновения карбонатных минералов.

Действительно, в серии экспериментальных работ И. Г. Киссина и С. И. Пахомова [17, 18] было показано, что при давлении насыщенного пара и при нагревании от 75 до 120° С с дистиллированной водой карбонаты гидролизуются по схеме:

$$CaCO_{3(тв)} + H_2O = Ca(OH)_{2(раств)} + OH^- + CO_{2(газ)}.$$

Иначе говоря, в результате гидролиза в породе должны появляться поры, каверны, стилолитовые швы, сутуры и трещины, отражающие растворение и вынос карбонатного материала.

Любопытно отметить, что разные карбонатные минералы гидролизуются при разных температурах; вначале растворяется сидерит, затем магнезит и доломит и, наконец, кальцит.

Результаты лабораторных экспериментов И. Г. Киссина и С. И. Пахомова [17, 18] нашли подтверждение в ряде явлений. Те же авторы установили, что количество углекислоты CO_2 в третичных коллекторах Предкавказья тесно связано с пластовыми температурами, причем между этими факторами в интервале температур 75—150° С существует прямая зависимость.

Согласно данным Н. А. Минского [33], Б. К. Прошлякова и Т. И. Гальяновой [39], а также Ф. И. Вольфсона и Н. А. Минского [7], пористость карбонатных коллекторов в разных газонефтяных провинциях мира закономерно уменьшается с глубиной; однако в интервале глубин 1,5—2,5 км эта закономерность нарушается и здесь обычно формируется зона оптимальных коллекторских свойств, в которой общая пористость возрастает до 13—32%. Объяснить это отклонение легче всего с позиции гидролиза карбонатов при повышении температуры.

Следует, однако, подчеркнуть, что растворение карбонатных минералов при погружении в глубь осадочного бассейна осуществляется не всегда; в работах [31, 61] и ряда зарубежных исследователей было показано, что в том случае, если в осадочной толще создается обстановка закрытой физико-химической системы, т. е. углекислота не удаляется за пределы карбонатного пласта, карбонаты оказываются устойчивыми в широком диапазоне температур и давлений.

И все же растворение карбонатных минералов в зонах диагенеза и катагенеза осуществляется довольно часто; именно с ним, как показали работы П. Б. Стокдейла [94—96], Д. Блэка и Х. Роя [78], И. К. Ригби [90], В. А. Успенского [57], Х. В. Дэнингтона [84], В. Н. Холодова [62], Г. И. Бушинского [5], В. А. Маслова [32], Г. С. Голдырева и Л. А. Кузнецовой [9], Л. Г. Плахотного [39], Ф. П. Кренделева [24] и др., связано формирование стилолитовых швов, сутур и сутуроподобных текстур, определяющее довольно значительное сокращение мощностей карбонатных толщ.

Согласно представлениям П. Б. Стокдейла [96], развитие стилолитовых швов в среднем уменьшает мощность карбонатных отложений примерно на 40%. Более точную оценку стилолитизации, связанной с разломами, произвел Н. Н. Бакун [2]; по его данным юрские битуминозные известняки Челгарской антиклинали (Таджикистан), испытывающие стилолитообразование вблизи осложняющего структуру разлома, сокращают мощности на 17—23%.

Близкие результаты получил П. Бодо [79], детально изучивший амплитуду и частоту встречаемости стилолитовых швов в верхнеюрских известняках Бургундии. По данным этого исследователя, относительно однородные и плотные известняки в результате растворения под давлением теряют ~ 12% мощности, тогда как менее плотные разности с прихотливой пористостью в процессе стилолитизации сокращаются на 21% мощности.

В терригенных породах, песчаниках и алевролитах, уплотнение каркаса обычно также сопровождается растворением под давлением. Как это хорошо показали Л. Слосс и Д. Феррей [93], Б. Х. Бирма и Ч. М. Райли [80] и особенно М. Т. Хилд [84] и А. В. Копелиович [19, 21], уплотнение терригенных пород при погружении на глубины 1,5—4,0 км влечет за собой формирование микростилолитовых, конформных или инкорпорационных структур, с одной стороны, и растворение неустойчивых минералов — с другой.

Учесть количественное влияние этих процессов на мощность осадочных отложений без специальных микроскопических наблюдений и парагенетического анализа очень трудно. А. В. Копелиович [20], глубоко исследовавший эти явления в рифейских толщах юго-запада Русской платформы, пришел к заключению, что поперечное сечение зерен в грубозернистых песчаниках составляет 98—95% от первоначального, а в мелкозернистых песчаниках и алевролитах оно уменьшается до 97—90%. Соответствующее количество растворенного при этом ма-

териала, с учетом «исчезнувших» минералов, этот исследователь оценивает первыми десятками процентов.

Весьма существенное влияние на мощность осадочных отложений оказывают явления «гидровулканизма» [14], «песчаного диапиризма» [63, 64] и грязевого вулканизма. В настоящее время можно считать, что эти процессы не являются экзотическими, а представляют собой определенную стадию развития любого осадочно-породного бассейна [54].

В результате возникновения зон аномально высоких пластовых давлений (АВПД) на стадии катагенеза вначале в глинистых толщах, а затем в смежных пластах-коллекторах происходят процессы флюидизации и «разжижения», которые завершаются гидроразрывом пластов или гидропрорывом разжиженной массы на дневную поверхность; формируются кластические дайки, «горизонты с включениями» и грязевые вулканы.

Кластические дайки — крупные, причудливые трещины в глинах, заполненные плотно сцементированным песчаным материалом, морфологически очень сходные с так называемыми нептуническими дайками. В одних случаях они пересекают слоистость вмещающих глин, а в других — залегают согласно с напластованием. Дайки часто образуют сетку, окружающую нормально залегающие слои песчаника, ответвляясь от них кверху и книзу. Обращают на себя внимание причудливые формы классических даек, их довольно значительные размеры, постоянное присутствие среди песчаных зерен остроугольных фрагментов вмещающих глин, широкое развитие в них сидеритового или сульфидного цемента, часто пропитанного бурыми битумоидами. Весьма характерны стенки секущих напластование даек, на которых обычно отпечатаны слойки вмещающих глин, а иногда и залегающие в них диагенетические карбонатные конкреции.

«Горизонты с включениями» представляют собой глыбы, боллы или обрывки песчаных пластов, залегающих среди сильно перемятых глин. Обычно такие песчаные включения имеют сильно варьирующие формы и размеры; они находятся между двух совершенно недеформированных пластов песчаника, причем мощность таких горизонтов обычно выдерживается на значительных расстояниях. Между кластическими дайками и «горизонтами с включениями» наблюдается ряд постепенных переходов.

Грязевые вулканы являются результатом прорыва массы грязебрекчий или песчаного разжиженного материала на дневную поверхность. Морфологически они представлены либо конусовидными поднятиями, размеры которых достигают 1,7 км в поперечнике и 0,4 км в высоту, либо кратерными провалами. «Корни» грязевых вулканов опускаются на глубины 3—5 км, жерла их четко контролируются системой разломов, чаще всего приуроченных к своду антиклинальных поднятий, а кратерные площадки этих сооружений обычно покрыты многочисленными мелкими сальзами и грифонами, сквозь каналы которых периодически изливается глинистый раствор, иногда с битумоидами, и извергаются газовые пузыри. Довольно длительные эпохи грифонно-сальзовой деятельности время от времени прерываются крупными, но кратковременными извержениями грязебрекчий, флюидов и газов; в деятельности большинства грязевых вулканов устанавливается четко выраженная ритмичность. В жерлах древних грязевых вулканов, вскрытых эрозией, часто фиксируются кластические дайки (Алигул, Боядаг; вулканы Туркмении).

Все эти явления весьма существенно влияют на мощность материнских осадочных толщ. Некоторое представление о роли грязевого вулканизма в уменьшении мощности питающих его осадочных отложений дают следующие подсчеты.

В Атласе грязевых вулканов Азербайджана [77] сделана попытка количественно оценить объем твердых выбросов — сопочных брекчий, вынесенных на дневную поверхность во время извержений 75 вулканов. При этом следует подчеркнуть, что эти данные относятся не ко всей постройке вулкана, а только к его единовременному выбросу, создающему вулканогенно-осадочный покров; общая масса

грязебрекчий, особенно в таких гигантах, как Туорогай, Большой и Малый Кянизадаг или Мишовдаг, значительно превышает приведенные объемы.

Суммарный объем продуктов твердого выброса грязевых вулканов Азербайджана оценивается величиной 54 км^3. Если учесть, что площадь, на которой развиты эти вулканы, равна 4400 км^2, нетрудно подсчитать, что мощность материнских отложений, снабжающих «корни» вулканов, должна уменьшиться на 12 м. Разумеется, это минимальная оценка сокращения мощностей осадочных и вулканогенно-осадочных отложений, участвующих в развитии элизионных систем.

Огромное воздействие на мощности осадочного чехла оказывает высокая пластичность некоторых осадочных пород — гипса, ангидрита, солей и эвапоритов, некоторых карбонатных пород. В некоторых случаях следы пластических движений эвапоритов наблюдаются в прогибах платформ без очевидных следов тектонической складчатости.

Маточные рассолы, захороненные внутри эвапоритовых толщ, заметно повышают электро- и теплопроводность этих образований и усиливают пластичность солевых масс. В тех участках солеродных древних бассейнов, где мощности эвапоритовых формаций достигают значительных (~ 1500—2000 м) величин, широко проявляется «соляная тектоника» — формируются соляные диапиры, штоки, поднятия [11, 13, 23, 41].

Диапиризм солеродных отложений в некоторых осадочно-породных бассейнах приобретает значение крупного геологического явления. Так, например, на базе девонских солеродных толщ в Днепровско-Донецкой впадине было сформировано свыше 76 антиклинальных поднятий, в ядрах которых залегают соляные штоки; размеры куполов достигают 30 км в поперечнике, а корни уходят на глубины 5—7 км. По форме здесь различаются гребни, линзы, столбо- и грибовидные штоки [73].

В районе Голфкост (США) изучено более 100 соляных куполов; размеры поднятий резко превышают 1,5—6,5 км, в плане они имеют эллиптическую форму и сверху осложнены кепроками. Эти диапировые структуры имеют корни в юрских или пенсильванских солеродных отложениях [25, 41].

Причины выдавливания соляных масс и формирования диапиров выяснены не до конца. Предполагается, что в этом процессе большую роль играют: 1) темп дегидратации и увеличения плотности осадочных пород, перекрывающих соленосные отложения; 2) содержание рассолов и воды в солеродной формации; 3) состав, характер и мощность эвапоритовых толщ; 4) температура и давление на глубине залегания солематеринской свиты; 5) тектонические напряжения.

А. Е. Хотьков и Г. Ю. Валуконис [71] предполагают, что на глубине 1,5—3,0 км соляная порода становится подвижной, а еще глубже (5—10 км) «...вполне вероятно плавление соляных минералов и образование флюидных струй, поднимающихся вверх так же, как это имеет место со струями подземных вод. В верхних горизонтах соли охлаждаются и накапливаются, образуя вторичные залежи солей...» [71, с. 163].

Некоторые проявления соляного диапиризма можно, по-видимому, рассматривать как гомолог грязевого и песчаного вулканизма; они, вероятно, столь же интенсивно изменяют мощности солеродных отложений, как и грязевой вулканизм в терригенно-глинистых толщах. Ю. А. Косыгин [2] подчеркнул, что рядом с соляными куполами развиты обычно компенсационные или краевые синклинали, в которых мощность солеродных толщ уменьшена в результате оттока соли к куполу.

Перераспределение пластического материала несомненно проявляется также в зонах интенсивной складчатости, однако количественная оценка этого явления чрезвычайно затруднительна. Трудность заключается в том, что типизация складок, механизм их образования и деформация слагающих их осадочных и вулканогенно-осадочных толщ тесно связаны между собой.

Между тем, несмотря на ряд замечательных работ М. М. Тетяева, В. В. Бе-

лоусова, Е. Хаармана, В. А. Магницкого, Ю. А. Косыгина, П. Н. Кропоткина, В. Е. Хаина, Г. Д. Ажгирея, А. Е. Михайлова, В. В. Бронгулеева, А. В. Лукьянова и др., отсутствие единой классификации складчатости не позволяет дать этому процессу точную количественную оценку.

В этой связи представляется совершенно необоснованными представления К. Б. Сеславинского [53], в соответствии с которыми первичная складчатость сокращает мощность осадочных толщ не менее чем на 15%, а повторная — на 5—12%. При этом почему-то считается, что это сокращение обусловлено главным образом уплотнением и уменьшением пористости пород. В то же время тектонистами доказана огромная роль внутрислойного течения материала, его «растаскивания» и нагнетания в различных частях складчатой системы; этот процесс непосредственно отражается на изменении мощностей, но, по-видимому, слабо сказывается на плотности пластических пород.

* * *

На основании изложенного можно сделать следующие выводы:

1. Кривая Л. И. Салопа — Дж. Гиллули отражает кардинальную закономерность осадочного процесса — по мере его развития во времени мощность сформированных осадочных и вулканогенно-осадочных отложений сокращается вследствие увеличения плотности, потери ряда реакционноспособных компонентов (H_2O, РОВ, карбонатов, неустойчивых терригенных минералов и др.), а также перераспределения вещества в стратисфере («гидровулканизм», «песчаный диапиризм», образование грязевых вулканов, соляной тектоники, складкообразования). Как следствие для древнейших отложений наиболее типичны минимальные мощности.

2. Кривая Л. И. Салопа — Дж. Гиллули неправомерно названа кривой изменения скоростей осадкообразования; ее правильнее называть кривой темпа осадочного породообразования (ТОП) [56]. Для того чтобы судить об изменении скорости седиментации во времени, необходимо реконструировать те первичные мощности осадочных и вулканогенно-осадочных толщ, которые существовали на дне палеоводоемов в момент захоронения осадков.

3. Для того чтобы восстановить первичные мощности захоронения осадков, необходимо использовать не общегеологическую методику коэффициентов (фактор древности и фактор длительности К. Б. Сеславинского [53]), а дифференцированный литолого-фациальный анализ. В соответствии с ним необходимо, определив соотношение важнейших типов пород в исследуемом разрезе, а также их плотность, по кривой фиг. 3 вычислить первичные мощности, соответствующие минимальным плотностям глин, песчаников, алевролитов или карбонатных пород. Зная количество остаточного РОВ, а также сульфидов и карбонатов в породах разного литологического состава, можно принять теоретически обоснованную поправку на потери органического вещества и карбонатов [66, 69].

Применив микроскопические исследования, анализ минеральных парагенезов и наиболее распространенных микроструктур, можно рассчитать дополнительное изменение мощности в результате переориентации и растворения терригенных зерен под давлением.

Наконец, изучая закономерности диапиризма, складкообразования и формирования стилолитовых швов, в каждом конкретном случае следует оценивать их вклад в изменение первичной мощности осадочных толщ.

4. Необходимо подчеркнуть, что в связи с отсутствием надежных реконструкций проблема изменения реальных скоростей седиментации во времени до сих пор остается открытой. Из общих соображений можно предполагать, что скорость осадконакопления в целом растет от докембрия к квартеру в той же степени, в которой убыстряются все остальные геологические процессы; впрочем, это утверждение носит очевидно предположительный характер.

Список литературы

1. *Акрамходжаев А. М.* Главная фаза нефтеобразования//Узб. геол. журн. 1973. № 6. С. 21—35.
2. *Бакун Н. Н.* Анализ эпигенеза мезозойско-кайнозойских отложений в разрывных зонах на локальных структурах Восточных районов Средней Азии//Вопросы методики изучения литологии в нефтегазоносных областях. М.: Недра, 1979. С. 93—160.
3. *Безруков П. Л.* Перерывы в глубоководном осадконакоплении и их геологическое значение//Международный геологический конгресс. XXV сессия. Докл. сов. геологов. Палеонтология, морская геология. М.: Наука, 1976. С. 149—156.
4. *Бруевич С. В.* Скорость образования донных отложений в Мировом океане//Тр. ИО АН СССР. 1949. Т. III. С. 90—118.
5. *Бушинский Г. И.* О стилолитах//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 8. С. 30—57.
6. *Вассоевич Н. Б.* Опыт построения типовой кривой гравитационного уплотнения глинистых пород// Новые нефтяные технологии. Сер. геол. 1960. Вып. 4. С. 56—72.
7. *Вольфсон Ф. И., Минский Н. А.* Глубинный уровень формирования эндогенных рудных месторождений в связи с зональностью коллекторских свойств пород//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 12. С. 87—100.
8. *Гаврилов Ю. О.* Диагенетические преобразования в глинистых отложениях. М.: Наука, 1982. 98 с.
9. *Голдырев Г. С., Кузнецов Л. А.* Об одном случае стилолитовой структуры//Тр. Иркут. ун-та. 1959. Вып. 14. С. 211—230.
10. *Дортман Н. Б., Васильева В. И., Вейнберг А. К. и др.* Физические свойства горных пород и полезных ископаемых СССР. М.: Недра, 1964. 325 с.
11. *Жарков М. А.* История палеозойского осадконакопления. М.: Наука, 1978. 270 с.
12. *Жемчужников Ю. А.* Основы петрологии углей. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 270 с.
13. *Иванов А. А., Воронова М. Л.* Галогенные формации. М.: Недра, 1972. 327 с.
14. *Иванчук П. П.* Роль гидровулканизма в формировании газоконденсаторных и нефтяных месторождений. М.: Недра, 1974. 170 с.
15. *Кей М.* Осадки и погружение во времени//Земная кора. М.: Изд-во иностр. лит., 1957. С. 687—700.
16. *Келлер Б. М.* Общие вопросы развития земной коры в верхнем докембрии//Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М.: Гостехиздат, 1963. С. 120—158.
17. *Киссин И. Г., Пахомов С. И.* О возможной генерации углекислоты в недрах при умеренно высоких температурах//Докл. АН СССР. 1967. Т. 174. № 2. С. 212—230.
18. *Киссин И. Г., Пахомов С. И.* К геохимии углекислого газа в глубинах зоны подземной гидросферы//Геохимия. 1969. № 4. С. 72—89.
19. *Копелиович А. В.* О микростилолитах и некоторых родственных им структурных формах в песчаниках могилевской свиты юго-востока Русской платформы//Докл. АН СССР. 1949. Т. 119. № 2. С. 87—95.
20. *Копелиович А. В.* О количестве перемещения вещества при изменении размера зерен в связи с вторичными преобразованиями некоторых осадочных пород//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1959. Т. 34. Вып. 2. С. 58—65.
21. *Копелиович А. В.* Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М.: Наука, 1965. 310 с.
22. *Косыгин Ю. А.* Соляная тектоника и гипсовая тектоника Актюбинской области//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1940. № 1. С. 30—42.
23. *Косыгин Ю. А.* Основы тектоники нефтеносных областей. М.: Гостоптехиздат, 1952. 510 с.
24. *Кренделев Ф. П.* Редкий случай пересечения стилолитовых швов//Докл. АН СССР. 1964. Т. 154. № 3. С. 24—32.
25. *Леворсен А.* Геология нефти и газа. М.: Мир, 1970. 640 с.
26. *Лисицын А. П.* Скорость современного осадконакопления в океанах//Океанология. 1971. Т. XI. Вып. 6. С. 957—968.
27. *Лисицын А. П.* Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.
28. *Лисицын А. П.* Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988. 292 с.
29. *Логвиненко Н. В.* Постдиагенетические изменения осадочных пород. М.: Наука, 1968. 92 с.
30. *Ломтадзе В. Д.* Стадии формирования свойств глинистых пород при их литификации//Докл. АН СССР. 1955. Т. 102. № 4. С. 23—25.

31. *Малинин С. Д.* Физико-химическая характеристика углекислых терм//Геохимические исследования в области повышенных давлений и температур. М.: Наука, 1965. С. 92—107.
32. *Маслов В. А.* К вопросу об образовании стилолитовых швов//Тр. Горно-геол. ин-та. 1958. Вып. 1. С. 27—32.
33. *Минский Н. А.* Миграция областей оптимальных свойств коллекторов//Состояние и перспективы изучения коллекторов нефти и газа. М.: Изд-во ВНИГНИ, 1971. С. 27—45.
34. *Мурдмаа И. О.* Океанский пелагический литогенез//Литология и полез. ископаемые. 1991. № 5. С. 3—19.
35. *Мухин Ю. В.* Процессы уплотнения глинистых осадков. М.: Недра, 1965. 230 с.
36. *Неручев С. Г., Трофимук А. А., Рагозина С. А.* Основные этапы и количественная сторона генерации и эмиграции углеводородов и материнских пород//Генерация углеводородов в процессе литогенеза осадков. М.: Наука, 1976. С. 120—158.
37. *Нестеров И. И.* Уплотнение глинистых пород//Сов. геология. 1965. № 12. С. 69—80.
38. *Плахотный Л. Г.* К вопросу о сутурах и стилолитах (на примере карбонатных отложений Тарханкутского полуострова)//Тр. УкрНИГРИ. 1963. Вып. 3. С. 34—82.
39. *Прошляков Б. К., Гальянова Т. И.* Стадийность вторичных изменений кварца в осадочных породах//Литология и полез. ископаемые. 1971. № 5. С. 32—48.
40. *Раабен М. Е.* О скоростях осадконакопления в рифее//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1966. № 9. С. 117—130.
41. *Рассел У. Л.* Основы нефтяной геологии. Л.: ГОНТИ, 1958. 619 с.
42. *Рединг Х.* Обстановка осадконакопления и фации. М.: Мир, 1990. Т. 2. 379 с.
43. *Ронов А. Б., Хаин В. Е., Балуховский А. Н., Сеславинский К. Б.* Изменение распространенности, объемов и скоростей накопления осадочных и вулканогенных отложений в фанерозое (в пределах современных материков)//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 12. С. 5—13.
44. *Рухин Л. Б.* Основы общей палеогеографии. Л.: ГОНТИ, 1959. 512 с.
45. *Сакс В. Н.* О скорости накопления современных морских осадков//Природа. 1950. № 6. С. 21—32.
46. *Салоп Л. И.* Геохронология докембрия и некоторые особенности раннего этапа геологического развития Земли//Тр. Межд. геол. конгр. XXII сессии. Докл. сов. геологов. Геология докембрия. 1964. С. 40—86.
47. *Свальнов В. Н.* Динамика пелагического литогенеза. М.: Наука, 1991. 355 с.
48. *Селли Р. К.* Введение в седиментологию. М.: Недра, 1981. 379 с.
49. *Семихатов М. А.* Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 1974. 302 с.
50. *Сеславинский К. Б.* О влиянии фактора длительности стратиграфических интервалов на оценки скоростей осадконакопления//Докл. АН СССР. 1981. Т. 260. № 3. С. 701—706.
51. *Сеславинский К. Б.* Фактор древности и оценка скоростей осадконакопления геологического прошлого//Докл. АН СССР. 1981. Т. 260. № 4. С. 977—980.
52. *Сеславинский К. Б.* О связи скоростей осадконакопления с составом отложений//Докл. АН СССР. 1981. Т. 260. № 5. С. 1216—1220.
53. *Сеславинский К. Б.* О скоростях осадконакопления в геологическом прошлом. Ст. I//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1982. Т. 58. Вып. 4. С. 29—48.
54. *Соколов Б. А., Холодов В. Н.* Флюидогенез и флюидодинамика осадочных бассейнов — новое направление геологии//Отечественная геология. 1993. № 6. С. 32—45.
55. *Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 1. 212 с.
56. *Тимофеев П. П., Холодов В. Н.* Эволюция бассейнов седиментации в истории Земли//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 7. С. 10—34.
57. *Успенский В. А.* О природе стилолитовых образований в кембрийских известняках Приаралья// Геохим. сборник. 1949. № 1. С. 20—41.
58. *Уэллер Дж. М.* Уплотнение осадков//Проблемы нефтяной геологии в освещении зарубежных ученых. Л.: ГОНТИ, 1961. С. 50—97.
59. *Файф У., Прайс Н., Томпсон А.* Флюиды в земной коре. М.: Мир, 1981. 436 с.
60. *Ханин В. А.* Терригенные породы — коллекторы нефти и газа на больших глубинах. М.: Недра, 1979. 140 с.
61. *Хитаров Н. И., Малинин С. Д.* О равновесных фазовых отношениях в системе H_2O — CO_2// Геохимия. 1958. № 7. С. 52—72.

62. *Холодов В. Н.* К вопросу о происхождении сутуростилолитовых швов//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1955. № 2. С. 32—47.
63. *Холодов В. Н.* Песчаный диапиризм — новая сторона катагенетических процессов. Сообщение 1// Литология и полез. ископаемые. 1978. № 4. С. 3—32.
64. *Холодов В. Н.* Песчаный диапиризм — новая сторона катагенетических процессов. Сообщение 2// Литология и полез. ископаемые. 1978. № 5. С. 52—63.
65. *Холодов В. Н.* Новое в познании катагенеза. Сообщение 2//Литология и полез. ископаемые. 1982. № 5. С. 15—33.
66. *Холодов В. Н.* Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах. М.: Наука, 1983. 149 с.
67. *Холодов В. Н.* Формирование газоводных растворов в песчано-глинистых толщах элизионных бассейнов//Осадочные бассейны и их нефтегазоносность. М.: Наука, 1983. С. 28—45.
68. *Холодов В. Н.* К проблеме эволюции осадочного процесса в истории Земли//Проблемы доантропогенной эволюции биосферы. М.: Наука, 1992. С. 3—48.
69. *Холодов В. Н., Недумов Р. И.* Литология и геохимия среднего миоцена Восточного Предкавказья. М.: Наука, 1983. 205 с.
70. *Холодов В. Н., Недумов Р. И.* Сапропланктогенное органическое вещество как фактор концентрации металлов//Накопление и преобразование органического вещества в современных и ископаемых осадках. М.: Наука, 1990. С. 20—43.
71. *Хотьков А. Е., Валуконис Г. Ю.* Формирование и геологическая роль подземных вод. М.: Недра, 1968. 215 с.
72. *Черноусов Я. М.* Курс общей геологии угольных месторождений. М.: ГОНТИ, 1965. 295 с.
73. *Чирвинская М. В., Забелло Г. Д., Смекалкина Л. В., Турчаненко Н. Т.* Типы соляных диапиров и их роль в формировании локальных структур ДДВ//Материалы симпозиума «Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур». Киев: Наук. думка, 1966. С. 24—36.
74. *Шатский Н. С.* Структура и время//Новые книги за рубежом. 1951. № 8. С. 24—36.
75. *Шварц Н. Т., Лауппер К. Т.* От обугливания сена к образованию углей в природе//Природа. 1930. № 5. С. 24—36.
76. *Энгельгардт В.* Поровые водные растворы и катагенез пород//Диагенез и катагенез осадочных образований. М.: Мир, 1971. С. 443—459.
77. *Якубов А. А., Ализаде А. А., Зейналов М. М.* Грязевые вулканы Азербайджанской ССР. Баку: Изд-во АН АзССР, 1971. 256 с.
78. *Blake D., Roy Ch.* Unusial stylolites//Amer. J. Sci. 1949. V. 247. № 11. P. 82—96.
79. *Bodou P.* L'importans des joints stylolithiques dans la compaction des carbonates//Bull. Cent. Rech. Paris. 1976. V. 10. № 2. P. 627—644.
80. *Byrma B. H., Riley Ch. M.* The unusual occurence of microctylolites//J. Sediment. Petrol. 1955. V. 25. № 1. P. 60—78.
81. *Davies T. A., Hag W. W., Southam J. K., Worsley T. R.* Estimate of Cenozoic oceanic sedimentation rates//Science. 1977. V. 197. P. 53—55.
82. *Dunnington H. V.* Stylolite development post-date rock induraction//J. Sediment. Petrol. 1954. V. 24. № 1. P. 27—49.
83. *Gilluly J.* Distribution of mountain building in geologic time//Bull. Geol. Soc. America. 1949. V. 60. № 4. P. 561—589.
84. *Heald M. T.* Stylolites in sandstones//J. Geol. 1955. V. 63. № 2. P. 101—114.
85. *Hedberg H. D.* Gravitational compaction of clay and shales//Amer. J. Sci. 1936. V. 31. P. 241—287.
86. *Holmes A.* The constructions of a geological time scail//Trans. Geol. Soc. Glasgow. 1947. V. 21. P. 112—152.
87. *Kuenen Ph. H.* Rate and mass of deep-sea sedimentation//Amer. J. Sci. 1943. V. 244. № 8. P. 563—572.
88. *Piggot C. S., Urry Wm. D.* Time relations in oceans sediments//Bull. Geol. Soc. America. 1942. V. 53. № 8. P. 1187.
89. *Ricke H. H., Chilingarian G. W.* Compaction of argillaceous sediments: Development in sediments. 16, Amsterdam etc.: Elsevier Sci. Publ. Co., 1974. 563 p.
90. *Rigby J. K.* Some transverse stylolites//J. Sediment. Petrol. 1953. V. 23. № 4. P. 265—271.

91. *Revelle R., Shepard F. P.* Sediments of the California Coast//Recent Marine Sediments. A symposium/ Ed. P. D. Trask. London, 1949. 245 p.
92. *Shott W.* Rate of sedimentation of recent deep sea sediments//Recent Marine Sediments. A symposium/ Ed. P. D. Trask. Washington, 1939. P. 409—415.
93. *Sloss L. L., Feray D. E.* Microstylolites in sandstones//J. Sediment. Petrol. 1948. V. 18. № 4. P. 212—218.
94. *Stockdale P. B.* Stylolites, their nature and origin//Indiana Univ. Studies 2. 1922. № 35. 223 p.
95. *Stockdale P. B.* Stylolites primary or secondary?//J. Sediment. Petrol. 1943. V. 25. P. 320—355.
96. *Stockdale P. B.* Stylolites with films of coal//J. Sediment. Petrol. 1946. V. 16. P. 212—240.
97. *Umbgrove J. H. F.* The pulse of the Earth//Mart. Niijh. The Hauge. 1947. V. 358. P. 230—242.
98. *Worsley T. R., Davies T. A.* Sea level fluctuations and deep-sea sedimentation//Science. 1979. V. 203. P. 455—456.

Геологический институт РАН,
Москва

Поступила в редакцию
11.X.1993

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 2, 1994

УДК 552.14 : 551.734(470.5)

© 1994 Симанович И. М., Костылева В. В.

ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДНЕГО ТИМАНА

Рассмотрен литогенез терригенных и вулканогенно-терригенных отложений девонского возраста, сформировавшихся в пределах Тиманской рифтогенной структуры. Показано, что постседиментационные преобразования вулканогенно-осадочных девонских толщ Среднего Тимана весьма контрастны и зависят от породных ассоциаций и фациальной принадлежности отложений.

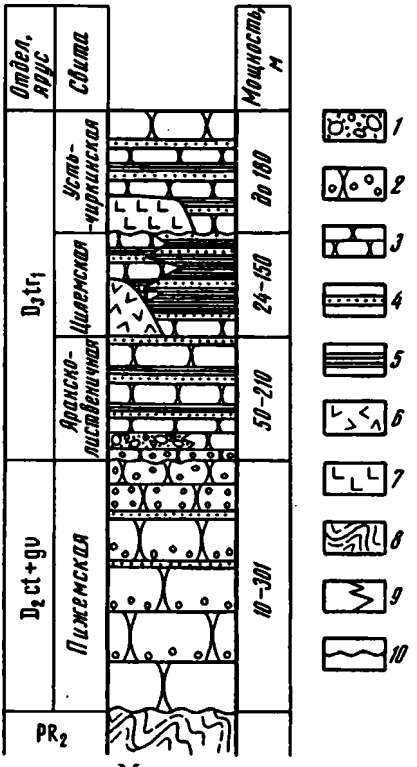
Литогенез терригенных и вулканогенно-терригенных толщ девонского возраста, сформировавшихся в пределах Тиманской рифтогенной области, характеризуется рядом специфических особенностей. Так, по сравнению со сходными по возрасту и литологическому составу породами Главного девонского поля они отличаются высокой степенью литификации. Исследование пестрых по составу терригенно-вулканогенных толщ девона, отлагавшихся в условиях тектонической нестабильности и высокой вулканической активности, показало, что их постседиментационные преобразования весьма контрастны в зависимости от породных ассоциаций и фаций осадконакопления.

СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗА

Толща терригенных и вулканогенно-терригенных пород среднего и верхнего девона с размывом залегает на метаморфизованном фундаменте рифейского возраста (фиг. 1). Среднедевонские отложения представлены преимущественно аллювиальными и аллювиально-дельтовыми мономиктовыми кварцевыми песчаниками. Верхнедевонские отложения (основание нижнего франа) с перерывом залегают на породах среднего девона или на породах верхнего протерозоя. В низах разреза отложения верхнего девона частично сохраняют унаследованный со среднедевонского времени облик и остаются существенно кварцевыми. Выше по разрезу в кварцевых отложениях появляется заметная примесь полевых шпатов, литокластов глинисто-алевритовых пород и пород рифейского фундамента, что, очевидно, связано с крупной тектонической перестройкой структурного плана в обрамляющих Средний Тиман областях, вызвавшей появление новых источников сноса.

Вверх по разрезу песчаные аллювиально-дельтовые и прибрежно-морские отложения постепенно сменяются морской циклично построенной песчано-алевритово-глинистой толщей, издавна известной на территории Среднего Тимана как пашийско-кыновские слои. В верхах толщи присутствует примесь разложенной гиалокластики, что, возможно, свидетельствует о синхронном вулканизме. Выше по разрезу, в пределах той же цикличной морской толщи, появляются локальные, иногда мощные (до 200 м) толщи туфов, а также базальты Валсовского покрова, занимающие площадь более 1600 км^2.

Большинство исследователей связывают вулканогенный комплекс воедино, противопоставляя его терригенному комплексу пашийско-кыновского структурного подъяруса. Так В. Г. Гецен [2] выделил среди отложений франского яруса терригенную и трапповую формации, при этом последняя рассматривается как туфобазальтовая толща. Следовательно, предполагается, что туфы являются



Фиг. 1. Сводный разрез девонских отложений северо-запада Среднего Тимана (с учетом данных А. Е. Цаплина)

1 — конгломераты; *2* — песчаники с включениями гальки и гравия; *3* — песчаники от крупно- до мелкозернистых; *4* — алевролиты; *5* — алевритистые аргиллиты; *6* — ксенотуфы; *7* — покровные базальты; *8* — глинистые сланцы; *9—10* — границы (*9* — фациальные, *10* — размывов)

эксплозивной фацией базальтового вулканизма. Между тем в процессе геологосъемочных работ (1964 г.) установлено, что между мощными толщами туфов и базальтами Вальсовского покрова существует терригенная морская толща мощностью около 22 м. Таким образом, туфовые эксплозии и излияния платобазальтов существенно разделены во времени.

Согласно нашим представлениям [6], взаимоотношения магматизма и осадконакопления франского времени на Среднем Тимане весьма сложны: базальтовый расплав в промежуточных камерах, фреатически взаимодействуя с включавшими его обводненными осадочными породами, обусловил формирование пирокластических потоков, извергавшихся на дне морского бассейна. Последние образовали толщи ксенотуфов, являющихся существенным членом вулканогенно-осадочных разрезов верхнего девона Тимана. После образования туфовых толщ продолжалось накопление циклично построенных морских осадков, но уже зараженных обильной перемытой гиалокластикой. Массовое излияние базальтов происходило позже эксплозии туфов, на поверхность посттуфовых морских осадков, но, вероятно, за счет того же глубинного магматического очага.

Таким образом, в истории формирования девонских отложений на Среднем Тимане имели место геологические события, запечатленные в составе пород и структуре разреза, что дает возможность наметить естественные, событийные репера, которые могут служить основой для расчленения этих отложений на естественные литологические комплексы. В среднем девоне (по палинологическим данным — эйфельский и живетский ярусы) мы выделяем песчано-кварцевую пижемскую свиту, соответствующую объему выделенной А. Е. Цаплиным пижемской серии [8]. Появление на границе среднего и верхнего девона в составе песчаников невыветрелого материала позволяет отбивать подошву аллювиально-дельтовых и морских отложений яранско-лиственичной свиты, породы которой практически лишены признаков, свидетельствующих о синхронном вулканизме. Массовые эксплозии ксенотуфов и появление перемытой гиалокластики в составе пород морского генезиса, по нашему мнению, соответствует подошве цилемской

свиты. Отложения этой свиты в связи с локальным накоплением вулканогенных толщ и неровностями рельефа морского дна имеют очень пестрый фациальный состав. Весь этот этап от начала накопления песчаников яранско-лиственичной свиты до конца накопления полифациальных толщ цилемской свиты можно рассматривать как единый трансгрессивный макроцикл, осложненный эксплозивным вулканизмом.

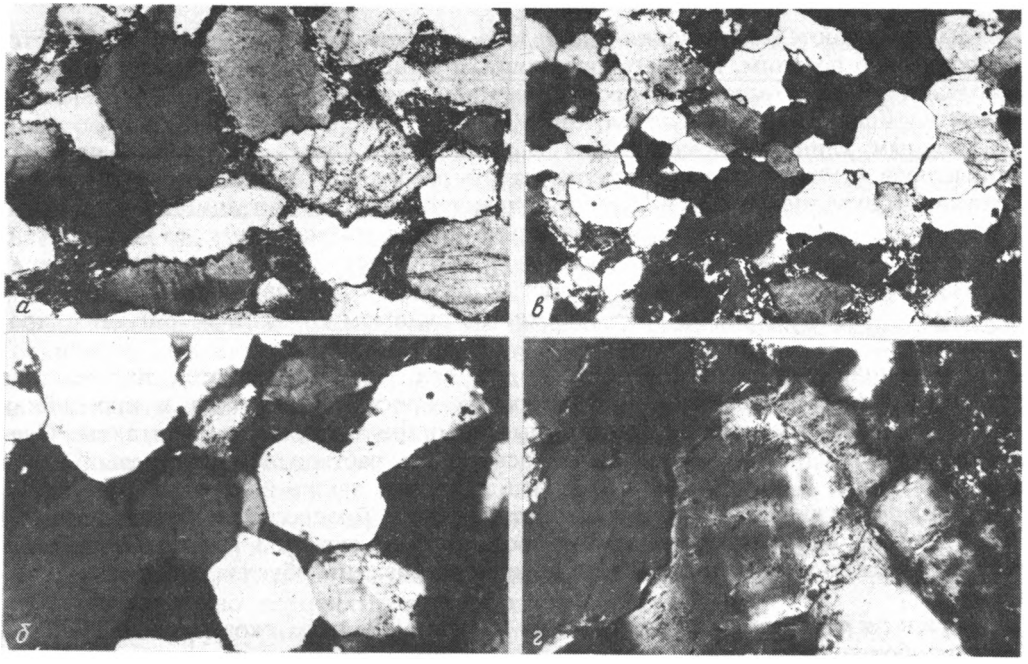
На песчано-алеврит-глинистых толщах цилемской свиты с размывом залегают песчано-алевритовые морские мелководные отложения, которые мы, вслед за А. Е. Цаплиным [9], относим к усть-чиркинской свите. Эти толщи знаменуют начало нового трансгрессивного цикла осадконакопления, продолжающегося (в саргаевское время), накоплением глинисто-карбонатных толщ.

Каждый из четырех рассмотренных свит (пижемская, яранско-лиственичная, цилемская и усть-чиркинская) характеризуются специфическими контрастными проявлениями постседиментационных преобразований.

ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ

Пижемская свита. Основной объем пижемской свиты представлен кварцевыми песчаниками, преимущественно среднезернистыми, с различной степенью сортированности. Окатанность обломочного материала разная, но преобладают полуокатанные зерна. Отложениям свойственна средняя до хорошей отмытость от глинистого материала, наличие или отсутствие которого обусловливает различные постседиментационные изменения. Толща в целом полициклична, при этом в основании циклитов отмечаются плохо сортированные грубозернистые песчаники, иногда гравелиты и мелкогалечные конгломераты, а венчают их (в полных циклитах) горизонтально-волнисто-слоистые алевролиты. Мощность песчаников пижемской свиты колеблется в широких пределах. Так, по профилю, построенному по материалам бурения вкрест господствующего простирания пород, на незначительном (~20 км) расстоянии мощность разреза резко ступенчато увеличивается от 60 до 300 м [4]. В целом толща отнесена к отложениям древней речной системы, которые накапливались в тектонически нестабильной обстановке, обусловленной формированием рифтогенной структуры [4].

Как правило, в разрезах чередуются хорошо отмытые кварцевые песчаники и кварцевые песчаники с пленочным гидрослюдистым цементом. В последних развиты структуры растворения под давлением, чаще конформные, но иногда отчетливо проявлены микростилолиты (фиг. 2, *а*). Регенерация кварца в этих прослоях практически отсутствует. В хорошо отмытых песчаниках структур растворения нет, но зато развита регенерация кварца. Аутигенный кварц лишь частично заполняет поровые пространства (пористость 5—10 об.%). Нередко наблюдается хорошая огранка регенерационных каемок (см. фиг. 2, *б*). Песчаники с регенерационным цементом, как правило, некрепкие, несливные. Количество регенерационного кварца в хорошо отмытых прослоях примерно соответствует предполагаемому количеству кремнекислоты, перешедшей в раствор в прослоях с гидрослюдистым цементом в результате развития структур растворения под давлением. Очевидно, что растворение SiO_2 в одних слоях сопряжено с переотложением его в других. Иногда в пределах площади шлифа удается наблюдать чередующиеся микрослойки с развитыми структурами растворения и с регенерацией кварца, но без структур растворения. Это, несомненно, свидетельствует о локальном повышении pH в прослоях, обогащенных гидрослюдами, и переотложении мобилизованной кремнекислоты в соседних слоях в нейтральных условиях. Можно предположить высокую скорость процесса, начавшегося на каком-то этапе постседиментационных преобразований; если бы процесс растворения кварца происходил медленно, можно было бы считать выравнивание щелочно-кислотных условий в результате диффузии, и конечный результат неизбежно был бы иным.



Фиг. 2. Постседиментационные изменения песчаных пород

а — микростилолиты в кварцевых песчаниках пижемской свиты (увел. 30); *б* — регенерация кварцевых зерен с правильной кристаллографической огранкой в кварцевых песчаниках пижемской свиты (увел. 30); *в* — регенерация кварца при сетчатом окварцевании в песчаниках пижемской свиты (увел. 30); *г* — регенерация обломочных зерен калиевого полевого шпата (увел. 60)

Описанный тип процесса структурообразования кварцевых песчаников, как это ни парадоксально, характерен для относительно маломощных и наименее погруженных разрезов пижемской свиты. Наиболее погруженные песчаники, вскрытые скв. 5145, в целом более литифицированные (крепкие), характеризуются слабым развитием структур растворения под давлением в прослоях с гидрослюдистым цементом и интенсивной регенерацией кварца в хорошо промытых слоях, при этом пористость слоев с обильным аутигенным кварцем низкая. Количество кремнекислоты, предположительно мобилизованной в результате развития структур растворения и переотложенной в хорошо отмытых слоях, явно несоизмеримо. Логично предположить, что существовал привнос кремнекислоты из каких-то внешних источников. Это подтверждается наличием в песчаниках скв. 5145 сетчатого окварцевания, при этом окварцованы и породы, имеющие в своем составе гидрослюдистый цемент. В участках окварцевания наблюдается сливная структура с полным отсутствием пористости (см. фиг. 2, *в*); при этом аутигенный кварц ассимилировал и глинистую составляющую. Прожилко-сетчатое окварцевание, несомненно, свидетельствует о привносе SiO_2, возможно, обусловленного гидротермальной деятельностью. Описанное окварцевание, несомненно, является ранним процессом, так как в неокварцованных участках, несмотря на присутствие гидрослюдистого цемента, структуры растворения полностью отсутствуют; очевидно, кварцевый сетчатый каркас препятствовал передаче давления на зерна кварца в массе породы. Интенсивная регенерация кварца, также, по-видимому, не связанная со структурами растворения, иногда приурочена к верхам разреза пижемской свиты. Возможно, обилие кремнекислоты в данном случае было обусловлено выведением пород на поверхность, их размывом и проникновением вадозных вод.

В поровых пространствах песчаников в верхних частях разрезов пижемской свиты, сформированных между регенерационными каемками кварцевых зерен,

иногда отмечаются выделения халцедона. Следовательно, халцедон является относительно поздним, пострегенерационным минералом. По-видимому, его формирование было обусловлено проникновением вадозных вод с относительно высокой насыщенностью кремнекислотой.

Главным глинистым минералом в песчаниках пижемской свиты является гидрослюда с незначительным количеством разбухающих межслоев. В породах с сетчатым окварцеванием, в которых, очевидно, постседиментационные процессы прекратились рано, гидрослюда совершенно не разложена. Вероятно неразложенная или слабо разложенная гидрослюда представляет собой серицитовый детрит из размывавшихся рифейских слюдистых сланцев. Иногда присутствующий, в небольших количествах, хлорит, также, по-видимому, имеет терригенное происхождение.

В образцах пижемских песчаников из скв. 433 наблюдается интенсивная каолинитизация гидрослюд, как в поровых пространствах, так в прослойках между зернами, имеющими конформные и микростилолитовые контакты. Следовательно, каолинитизация развивалась позже растворения кварцевых зерен под давлением. В образцах скв. 433 наблюдаются также баритовые прожилки, которые, возможно, связаны с гидротермальными процессами, обусловленными активизацией вулканической деятельности: разрез скв. 433 венчается туфовой толщей. Можно предположить, что и каолинитизация обусловлена этими процессами.

Я р а н с к о - л и с т в е н н и ч н а я с в и т а. В ряде скважин (5145, 6-К, 7-К) наиболее полно представлен разрез свиты, который характеризуется цикличным чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов с типичными для мелководно-морских отложений текстурами. Как уже отмечалось, основание свиты (яранские слои) представлено преимущественно песчаными и гравийно-песчаными отложениями аллювиально-дельтового облика. Вверх по разрезу происходит постепенное утонение гранулометрического состава пород. В целом до начала интенсивной вулканической деятельности территории Цилемского Камня представляла собой часть шельфового моря, где отлагались преимущественно глинисто-алевритовые и мелкопесчаные осадки. На востоке и северо-востоке этого района, по скважинам и обнажениям прослеживается узкая фациальная зона песчаных и грубопесчаных отложений, накопление которых было обусловлено существованием внутришельфового барьера.

В песчаниках и алевролитах кроме преобладающего кварца отмечается незначительная примесь калиевого полевого шпата и альбита (1—3%) и литокластов (5—30%), в основном представленных слюдистыми сланцами (по-видимому, из фундамента) и глинисто-алевритовыми породами — продуктами перемыва девонских отложений. Отмечается разложенный и полуразложенный биотит (до 1%). В верхних частях разреза появляются зеленые хлоритизированные обломки, возможно, вулканокластического происхождения. В песчаниках основания свиты степень отмытости различна; содержание глинистых минералов колеблется от 1 до 10%.

В песчаниках проявлены конформно-регенерационные структуры растворения под давлением, иногда микростилолиты. Однако степень развития этих структур не имеет столь четкой зависимости (по сравнению с пижемскими породами) от содержания глинистых минералов. Это связано с тем, что даже в хорошо отмытых песчаниках присутствует значительное количество литокластов, содержащих слюды и гидрослюды, способствующие возникновению щелочной среды в момент развития структур растворения под давлением. Здесь также отсутствует избирательность степени регенерации кварца в зависимости от промытости пород, проявленная в пижемских песчаниках. Наиболее интенсивная регенерация кварца наблюдается в песчаных породах яранско-лиственичной свиты, вскрытых скв. 5242 и 5241 в северной части территории и скв. 5145, 7-К и др. в приосевой части рифтогенной структуры. Количество отложенной кремнекислоты явно преобладает над возможной ее мобилизацией при процессе растворения кварцевых

зерен под давлением, что позволяет предположить наличие дополнительного источника SiO_2.

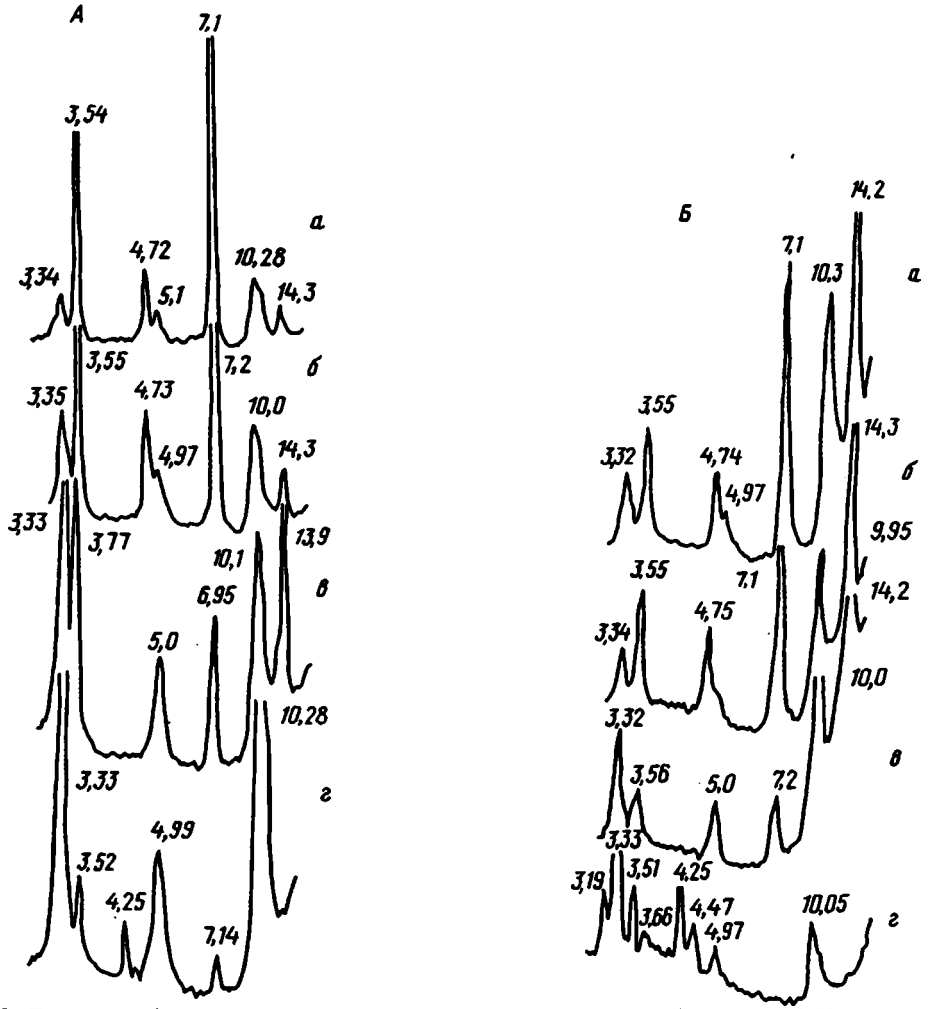
В песчаниках ряда скважин наблюдается регенерация калиевых полевых шпатов (см. фиг. 2, *г*), причем по площади отмечается четкая приуроченность этого процесса к юго-юго-западной части исследованного района (скв. 5121, 5140). Интенсивность регенерации постепенно падает к востоку. Наиболее обильна регенерация калиевого полевого шпата в основании разреза яранско-лиственичной свиты (там, где она вообще проявлена). Нет никакой видимой связи регенерации с растворением полевых шпатов под давлением; регенерационные каемки калиевого полевого шпата ксеноморфны по отношению к аутигенному кварцу и иногда полностью им облекаются. Это позволяет сделать вывод об относительно раннем происхождении аутигенного калиевого полевого шпата, а закономерности его локализации заставляют предположить или специфические условия солености в соответствующих участках бассейнов седиментации, или же локальный гидротермальный подток растворов с повышенной концентрацией калия.

Глинистые минералы представлены смесью гидрослюды с хлоритом. Дополнительным источником этих минералов во фракции < 0,001 мм служат обломки литокластов, из которых слюды и хлориты высвобождаясь при дроблении образцов, переходят в тонкую фракцию. Хлорит и мусковит также развиты по биотиту. Отмечается хлоритизация немногочисленных обломков пород (в верхах свиты), предположительно диагностированных как гиалокласты.

Рентгеноструктурные исследования показали, что фракция < 0,001 мм представлена смесью гидрослюды и хлорита в различных пропорциях. Для хлорита характерна высокая интенсивность пика $d_{(002)} = 7{,}1$ Å, при незначительной $d_{(001)} = 14{,}3$ Å. Такое соотношение интенсивностей характерно для железистых хлоритов. Для проверки присутствия во фракции каолинита проведена обработка в 10%-ной HCl в течение 2 ч. Интенсивность 7 Å пика резко упала, нерастворенный же остаток, вероятно, действительно соответствует незначительной примеси каолинита (фиг. 3, *А*). Каолинит наблюдается в очень небольшом количестве под микроскопом. Он частично замещает гидрослюды и развит по некоторым обломкам.

Ц и л е м с к а я с в и т а. В связи с началом активной вулканической (эксплозивной) деятельности и пестрыми условиями осадконакопления петрографический состав пород цилемской свиты очень разнообразен. В основании свиты присутствуют многочисленные тела ксенотуфов, мощность которых достигает 200 м, а по площади они занимают десятки квадратных километров. Синхронные им морские толщи, по фациальному типу аналогичные вышеописанным, заражены в той или иной мере перемещенной (окатанной) гиалокластикой основного состава, содержание которой в породах увеличивается вверх по разрезу. Неровности рельефа дна шельфового моря, обусловленные существованием барьера (с лиственичного времени), к которому приурочены многочисленные туфовые постройки, привели к формированию морских отложений пестрого фациального состава. Над ксенотуфами в разрезах залегают циклично построенные толщи, преимущественно алеврито-песчаные с прослоями конглобрекчий. В областях, удаленных от туфовых построек, преобладают фации алевритоглинистых или мелкопесчаных отложений, которые в целом венчают разрез цилемской свиты.

Ксенотуфы и их вторичные изменения детально описаны нами в статье [6]. Ксенотуфы псефитовой размерности состоят в основном из сильно измененных гиалокластов весьма причудливой формы, содержащих вкрапленники калишпатизированного плагиоклаза, округлые ликвационные выделения, миндалинки с каолинитом, кальцитом, реже — с цеолитами. Отмечаются визуально неизменные изотропные гиалокласты зеленого цвета, однако они, так же, как и раскристаллизованные, представлены магнезиально-железистым хлоритом. Калишпатизация плагиоклаза и частично хлоритизация стекла, возможно, происходили при насыщении расплава флюидами в промежуточном очаге или на пути транспортировки пирокластических обломков. Существуют, однако, свидетельства глубокого пре-



Фиг. 3. Типовые дифрактограммы ассоциаций глинистых минералов (фракция > 0,001 мм) яранско-лиственничной (*А*) и цилемской (*Б*) свит верхнего девона

а — природный образец; *б* — насыщенный глицерином; *в* — прокаленный в течение 1 ч до 550° С; *г* — обработанный в течение 2 ч кипячением в 10%-ном растворе HCl

образования стекла уже в осадке. Так, вокруг обломков стекол нередко присутствует каемка, состоящая из лейкоксена. Высокое содержание титана в пределах этой каемки, а также калия подтверждено данными микрозондового химического анализа, при этом в самих обломках содержание этих элементов низкое. Это свидетельствует о выносе титана и щелочей, что могло происходить лишь в кислотных условиях; на кислотность среды указывает образование каолинита в некоторых миндалинах в гиалокластах. Можно предположить, что с сильнофлюидизированными фрагментами застывающего стекла было вынесено большое количество кислых газов ювенильного происхождения.

В туффитах и туфогенных песчаниках и алевролитах переотложенные (в той или иной мере окатанные) гиалокластиты содержатся в пределах от 10 до 60%. В ритмично построенных песчано-алевритовых разрезах цилемской свиты присутствуют также единичные прослои почти чистых кварцевых песчаников. В них отмечаются обычные конформно-регенерационные структуры при высокой (до 10%) пористости. При содержании гиалокластов 15% и более заметна резкая

интенсификация регенерации обломочного кварца. Это явление, в частности, наблюдается в туффитах, непосредственно перекрывающих ксенотуфы и содержащих в своем составе как перемещенные (окатанные), так и неперемещенные обломки преобразованных стекол. При этом структуры растворения отсутствуют, что указывает на раннюю (диагенетическую) регенерацию кварца. Очевидно, в диагенезе продолжалась десилификация стекол с замещением их Mg-Fe-хлоритом. Осаждению кремнекислоты, возможно, способствовала слабокислая среда, возникшая за счет окклюдизированных в стеклах кислых газов. Это предположение подтверждается нередким присутствием каолинита явно вторичного генезиса, развитого по обломкам стекол и в поровых пространствах. Формирование каолинита было также ранним процессом, поскольку он иногда захватывается аутигенным кварцем.

Гораздо реже наблюдается интенсивная карбонатизация туффитов и туфогенных песчаников и алевролитов, при этом корродированы и замещены почти все обломочные зерна, а аутигенный кварц отсутствует. Это, по-видимому, свидетельствует о значительном колебании кислотности-щелочности в период накопления посттуфовых осадков.

В единичных случаях наблюдается регенерация обломочных зерен калиевого полевого шпата, изредка встречающегося в породах песчаной размерности.

Глинистая (< 0,001 мм) фракция в туфах и туффитах чаще всего представлена смесью гидрослюды с небольшим количеством разбухающих слоев и магнезиально-железистым хлоритом, который полностью растворяется при обработке в соляной кислоте (см. фиг. 3, *Б*). Напомним, что в породах яранско-лиственничной свиты хлорит представлен железистой разновидностью. Высокая магнезиальность хлоритов, присутствующих в туфогенных породах цилемской свиты, очевидно, обусловлена преобразованиями гиалокластов основного состава.

Усть-чиркинская свита. Как уже отмечалось, песчано-алевритовые породы с размывом залегают на песчано-глинистых толщах верхов цилемской свиты и знаменуют начало нового макроцикла осадконакопления. Седиментация, по-видимому, происходила в тектонически неспокойной обстановке и на фоне нормального осадконакопления мелководного шельфа отмечаются различные катастрофические проявления. Так, в нижних частях разреза местами наблюдаются конглобрекчии с обильным крупным растительным детритом, иногда обугленными стволами хвощей и папоротников. Возникновение таких подводно-оползневых грубообломочных отложений, по-видимому, контролировалось резкими изменениями базиса эрозии. Среди туфогенных песчаников и алевролитов с перемытой гиалокластикой отмечаются прослои (до 1 м) ксенотуфов с неперемещенными крупными (5—20 мм) гиалокластами, что свидетельствует о спорадической эксплозивной вулканической деятельности. Примерно на этих же уровнях обнаружены танатоценозы остракод (прослои мощностью 5—10 см, насыщенные мелкими раковинами). Скважинами, пробуренными к северу от широтного отрезка р. Цильма, в отложениях свиты вскрыты многочисленные магматические тела базальтового состава, по-видимому, силлы. Таким образом, седиментация усть-чиркинского времени происходила на фоне затухания тектонической и вулканической активности рифтогенеза. Песчаники и алевролиты, содержащие обычно от 20 до 60% перемытой гиалокластики, по типу преобразований близки к вышеописанным породам цилемской свиты. В них также отмечаются разности, в которых интенсивно развита регенерация обломочного кварца и присутствует каолинит. Как уже отмечалось, отложение аутигенного кварца было обусловлено десилификацией обломков стекол в кислых условиях. С этими разностями переслаиваются песчаники и алевролиты интенсивно карбонатизированные — с пойкилитовым кальцитовым цементом. И наконец, иногда отмечаются туфогенные песчаники с базальным зеленым хлоритовым цементом. В упомянутых прослоях и линзах конглобрекчий, в которых присутствуют многочисленные окатыши алевролитов и алевропелитов (размер колеблется от 0,5 до 15 см), карбонатизация обычно сопровождается формированием обильных выделений сидерита (0,01—0,1

мм) ромбической формы. В изредка отмечающихся прослоях преимущественно кварцевого состава развиты обычные конформно-регенерационные структуры. Вдоль широтного отрезка р. Цильма в породах усть-чиркинской свиты издавна известны проявления медно-серебряных руд. Разработки этих руд велись с XVI в. при этом из выплавленного серебра были отчеканены первые русские серебряные монеты. Месторождения приурочены к подводно-оползневым песчаникам и конглобрекчиям с многочисленными и иногда очень крупными (до нескольких метров) обугленными растительными остатками. Медные минералы развиты исключительно по растительному детриту, замещая его, а также по трещинам, и представлены в основном халькозином, в небольшом количестве — ковеллином, самородной медью. Изредка отмечаются пирит и самородное серебро, последнее в виде тончайших включений в халькозине, иногда в виде цепочек по трещинкам спайности. Содержание меди в растительных остатках достигает 18%.

Особая историческая значимость обусловила повышенный интерес к генезису Цилемских проявлений медно-серебряных руд. Обычно в целом медную минерализацию на р. Цильме связывают с эндогенными процессами: вулканизмом и гидротермальной деятельностью. Это, по-видимому, верно, однако авторы позволят себе выдвинуть гипотезу, конкретизирующую возможные процессы образования медно-серебряных минералов.

С одной стороны, не вызывает сомнения четкий контроль рудной минерализации, так как скопления обугленного растительного детрита приурочены к мелководным морским подводно-оползневым конглобрекчиям. Из этого следует, что осаждение минералов меди и серебра происходило непосредственно из морской воды. В условиях отсутствия сероводородного заражения и, следовательно, низкого потенциала сульфидной серы, разлагающаяся древесина служила геохимическим барьером, на котором происходило осаждение меди и серебра.

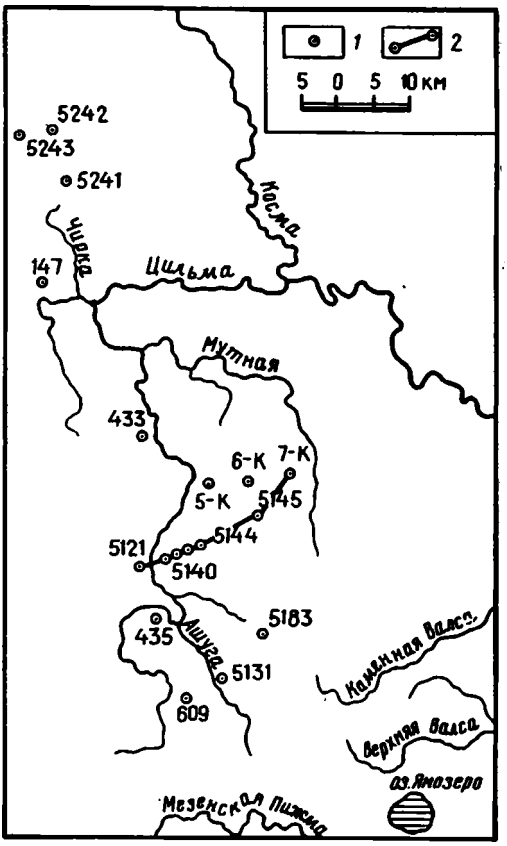
Повышенные концентрации Cu и Ag в водах морского бассейна усть-чиркинского времени, вероятно, обусловлены рифтогенезом и связанным с ним вулканизмом. Рассмотрим возможные механизмы привноса Cu и Ag в морскую воду.

1. *Разложение гиалокластики.* Процесс мало вероятен, поскольку в цилемское время эксплозивный вулканизм развит гораздо интенсивнее, а медная минерализация отсутствует.

2. *Выщелачивание* Cu и Ag *из базальтов в постэруптивных процессах, происходящее при изменении потоков в морскую воду.* В наших работах [7] показано, что в условиях океанического дна этот процесс реален, но в данном случае рассматривается мелководный бассейн с принципиально иными физико-химическими условиями. К тому же нет доказательств, что многочисленные базальтовые тела, перемежающиеся с морскими осадками усть-чиркинской свиты, относятся к подводным изменениям, а не к силлам.

3. *Выщелачивание* Cu, Ag *из базальтов в результате циркуляции морской воды* (конвекционные ячейки), как это показано в многочисленных публикациях, в которых рассматриваются породы второго слоя океанической коры [5]. Процесс также мало вероятен, так как в разрезах усть-чиркинской свиты песчано-алевритовые толщи резко преобладают над базальтами, поэтому в условиях высокой проницаемости толщи в целом трещинная циркуляция в базальтах вряд ли возможна.

4. *Поступление* Cu *и* Ag *наряду с другими элементами непосредственно в флюидном потоке из рифтогенных разломов.* Как показала Г. Ю. Бутузова [1], этот процесс является наиболее вероятным для классического случая накопления металлоносных осадков Красного моря. Поэтому, допуская рифтогенную природу вулканизма позднедевонского времени Среднего Тимана, мы вправе предположить, что на дно морского бассейна происходил эндогенный флюидный вынос интересующих нас элементов. Вероятно, участки высокой концентрации Cu и Ag в морской воде совпадали, в пространстве и времени, с потоками подводных желобов стока, приносившими растительный детрит. Сочетание этих двух факторов, по-видимому, обусловило формирование месторождений.



Фиг. 4. Схема расположения изученных разрезов поперечного профиля

1 — скважины; *2* — линия профиля

Таким образом, постседиментационное преобразование терригенно-вулканогенных толщ девона Среднего Тимана характеризуется следующими специфическими чертами:

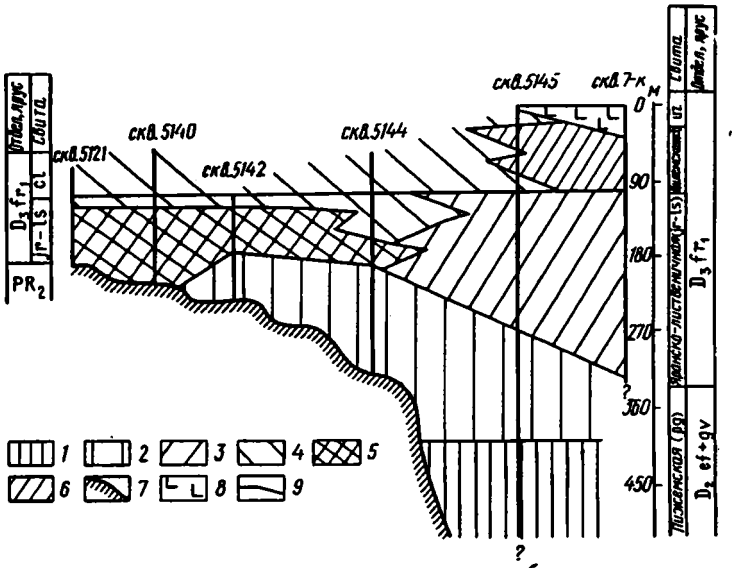
1. Повышенной, по сравнению с одновозрастными породами главного девонского поля, степенью литификации.

2. Приуроченностью преобразований к ранним стадиям — диагенезу и частично начальному эпигенезу.

3. Прямым или опосредованным влиянием вулканических процессов на степень литификации и характер постседиментационных процессов.

Известно, что терригенные породы главного девонского поля практически несцементированы. Так, например, старооскольский горизонт среднего девона (возрастной аналог пижемской свиты), вскрытый Кувшиновской скважиной (Тверская область), представлен рыхлыми преимущественно кварцевыми песками, несмотря на то, что мощность перекрывающих толщ (без учета размытых) достигает 800 м.

Литификация песчано-алевритовых пород средне- и верхнедевонских отложений Среднего Тимана обусловлена в основном образованием кварцевого регенерационного цемента, реже карбонатизацией. Как показано в предыдущем разделе, аутигенный кварц полигенетичен. Сетчатое окварцевание и аутигенный кварц в основании пижемской свиты (скв. 5145), несомненно, образовались в результате привноса кремнекислоты в рыхлые кварцевые пески. Диагенетическое происхождение имеет аутигенный кварц в верхах разрезов пижемской свиты, обусловленное, по-видимому, привносом кремнекислоты вадозными водами. Ок-



Фиг. 5. Распределение различных зон постседиментационного преобразования по латерали и разрезу (поперечный профиль)

1 — зона прожилково-сетчатого окварцевания и интенсивной регенерации кварца (низы разреза пижемской свиты); *2* — зона чередования слоев: со структурами растворения и с регенерацией кварца (пижемская свита); *3* — зона наиболее интенсивной регенерации обломочного кварца в песчаниках яранской свиты; *4* — зона конформно-регенерационных структур в песчаниках верхнего девона; *5* — зоны с регенерированными калиевыми полевыми шпатами; *6* — зона регенерации кварца в туфогенных песчаниках и туффитах цилемской свиты; *7* — поверхность фундамента; *8* — базальты Валсовского покрова (усть-чиркинская свита (uz); *9* — стратиграфические границы

варцевание туфогенных песчаников и туффитов цилемской и усть-чиркинской свит объяснено нами десилификацией гиалокластов в условиях кислой среды в диагенетическом процессе преобразования стекол.

Сложнее объяснить формирование аутигенного кварца в результате развития структур растворения под давлением в соседних прослоях, что наиболее характерно для песчаников пижемской свиты. Вообще говоря, сочетание структур растворения с регенерацией кварца считается самым характерным признаком глубинного эпигенеза [3]. Однако эти структуры присутствуют в наименее погруженных частях разреза пижемской свиты. Несмотря на то, что Тиманский кряж очень глубоко эрродирован, нет никаких данных, что мощность перекрывающих толщ достигла, например 1000 м, или намного превосходила таковую для песков Главного девонского поля. Резко контрастное разделение — структуры растворения в прослоях с гидрослюдистым цементом и аутигенный кварц в хорошо промытых породах — свидетельствует о высокой скорости растворения — выноса — осаждения кремнекислоты, опережающих диффузионное выравнивание кислотности — щелочности. Можно предположить, что до определенного момента кварцевые пески были рыхлыми, хотя и перекрывались морскими породами яранско-лиственничной свиты. По-видимому, начало вулканических процессов и связанное с ним увеличение теплового потока в рифтовой зоне и послужили спусковым механизмом, активизировавшим геологически мгновенное развитие структур растворения под давлением и сопряженной регенерации кварца. Следовательно, и этот процесс вряд ли можно рассматривать как глубинно-эпигенетический.

Степень литификации пород и тип преобразований в целом зависят от глубины их залегания и близости к осевой части грабенообразной структуры (фиг. 4 и 5). Отчетливой связи характера изменений пород с разломами и интенсивностью складчатости не наблюдается.

Формирование медно-серебряной минерализации, очевидно,— пример непосредственного влияния вулканизма на постседиментационные процессы.

Список литературы

1. *Бутузова Г. Ю.* Еще раз к вопросу об источнике металлов в гидротермальном океанском рудогенезе // Литология и полез. ископаемые. 1989. № 1. С. 114—119.
2. *Гецен В. Г.* Тектоника Тимана. Л.: Наука, 1987. 168 с.
3. *Копелиович А. В.* Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы // Тр. ГИН АН СССР. 1965. Вып. 121. 312 с.
4. *Костылева В. В., Симанович И. М.* К вопросу о генезисе пижемских песчаников Среднего Тимана // Литология и полез. ископаемые. 1991. № 5. С. 127—134.
5. *Курносов В. Б.* Гидротермальные изменения базальтов в Тихом океане и металлогенные отложения. М.: Наука, 1986. 252 с.
6. *Симачович И. М., Костылева В. В.* Ксенотуфы в нижнефранских отложениях Среднего Тимана // Литология и полез. ископаемые. 1990. № 3. С. 56—64.
7. *Симанович И. М., Сколотнев С. Г.* Инициальные изменения базальтов и их возможный вклад в седиментогенез // Литология и полез. ископаемые. 1988. № 6. С. 54—68.
8. *Цаплин А. Е.* Основные черты строения среднедевонских отложений в северо-западной части Среднего Тимана // Изв. вузов. Геология и разведка. 1982. № 12. С. 48—56.
9. *Цаплин А. Е.* Основные черты строения яранской и лиственничной свит нижнего франа в северо-западной части Среднего Тимана // Изв. вузов. Геология и разведка. 1984. № 6. С. 15—20.

Геологический институт РАН,
Москва

Поступила в редакцию
6.VIII.1992

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 2, 1994

УДК 550.4:552.53(470.5)

© 1994 . Зверев В. П., Мигунов Л. В.

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В НАДСОЛЕВОЙ ТОЛЩЕ ВЕРХНЕКАМСКОГО РАЙОНА

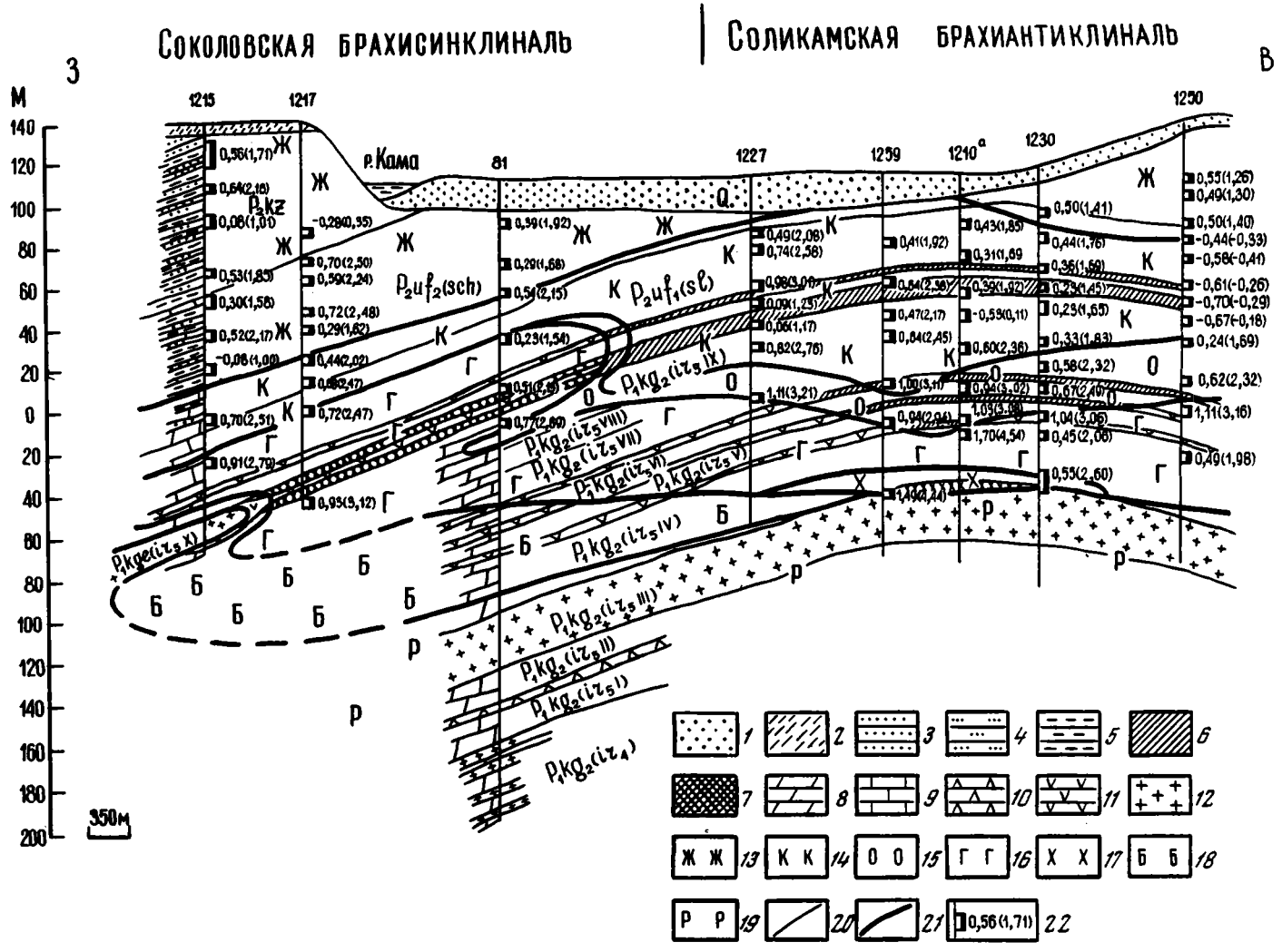
Дана комплексная термодинамическая и минералогическая оценка гидрогеохимических процессов взаимодействия подземных вод с гидрогенными (кальцит, доломит, гипс, галит) минералами в надсолевой толще Верхнекамского района. Показано хорошее совпадение минералогической зональности кальцита, гипса и галита в трещинах карбонатно-глинистой толщи со степенью насыщенности подземных вод по отношению к этим минералам.

Познание направленности гидрогеохимических процессов в надсолевой толще Верхнекамского района имеет не только теоретический, но и практический интерес в связи с решением проблемы комплексного изучения водозащитной толщи на месторождениях калийных солей. Оценка безопасности действующих и проектируемых калийных рудников невозможна без изучения современной и дальнейшей направленности процессов взаимодействия между твердой и жидкой фазами, а также определения наиболее вероятных продуктов этого преобразования. Для решения этих вопросов обычно применяется моделирование на ЭВМ, основанное на методах равновесной термодинамики [2, 3]. Такой подход к физико-химическому развитию природных систем базируется на принципе парциального или частичного равновесия, выдвинутого П. Бартоном. В основе этого принципа лежит устанавливаемое экспериментально последовательное выпадение из раствора вторичных минералов и связанное с этим изменяющееся равновесие воды с осаждающимися минералами в условиях в целом неравновесной системы.

Для моделирования гидрогеохимических процессов была применена любезно предоставленная американским коллегой Ю. Карака (Геологическая служба США) термодинамическая программа SOLMINEQ. 88 [11], использующая в качестве исходных данных моделирования результаты химического анализа воды в виде аналитических концентраций (в мг/л), величину pH, изменяющуюся в наших условиях сверху вниз по разрезу от 8,3 до 7,1, замеренную в скважинах температуру (в наших условиях 5—8° С) и стандартное давление (1 бар). Были рассчитаны: 1) формы нахождения — концентрации реально существующих в подземных водах ионов и нейтральных молекул, например Ca^{2+}, $CaHCO_3^+$, $CaCO_3^0$ и т. п.; 2) коэффициенты активности и активности присутствующих в растворе частиц; для сильно минерализованных (>50 г/л) вод при вычислении коэффициентов ак-

Фиг. 1. Степень насыщенности подземных вод по отношению к кальциту и доломиту (результаты термодинамического моделирования гидрогеохимических процессов по программе SOLMINEQ. 88). Профиль поперек долины р. Камы выше г. Соликамска

1—12 — литологическая характеристика пород (*1* — песок, *2* — суглинок, *3* — песчаник, *4* — алевролит, *5* — аргиллит, *6* — глина брекчированная известковистая, *7* — глина брекчированная доломитистая, *8* — мергель, *9* — известняк, *10* — ангидрит, *11* — гипс, *12* — каменная соль); *13—19* — состав минерального заполнения трещин горных пород (*13* — гидроксиды железа и марганца совместно с кальцитом, *14* — кальцит, *15* — отсутствие минерального заполнителя в открытых трещинах, *16* — волокнистый гипс, *17* — халцедон совместно с мелкокристаллическим гипсом, *18* — бесцветный галит, *19* — розовый галит совместно с халцедоном и мелкокристаллическим гипсом); *20, 21* — границы (*20* — литолого-стратиграфические, *21* — поверхности раздела между зонами с разным составом минерального заполнителя трещин); *22* — интервал проведения гидрогеологического опыта (первая цифра — степень насыщенности подземных вод по отношению к кальциту и доломиту (в скобках насыщенность, мг/л; плюс — вода пересыщена, минус — ненасыщена)


Соколовская брахисинклиналь
Соликамская брахиантиклиналь
З
В
М
р. Кама
1215
1217
81
1227
1259
1210а
1230
1250
350м

Фиг. 1

тивностей ионов вводилась учитываемая программой поправка К. Питцера [12]; 3) степень насыщения подземных вод к интересующим нас твердым фазам (кальцит, доломит, гипс, галит). Под степенью насыщения понимается логарифм отношения произведений активностей соответствующих данному минералу свободных ионов в растворе (ПАИ) к величине его термодинамического произведения растворимости (ПР). Если lg ПАИ/lg ПР < 0, то раствор ненасыщен, если lg ПАИ/lg ПР> 0, то раствор насыщен или пересыщен по отношению к рассматриваемому минералу. Величина погрешности расчетов по программе составляет 0,05 логарифмических единиц. В программу заложены следующие термодинамические величины произведения растворимости: для кальцита $10^{-8,395}$, доломита $10^{-17,784}$, гипса $10^{-4,622}$ и галита $10^{1,525}$ (в монографии [3] использованы произведения растворимости кальцита $3,3 \cdot 10^{-9}$ и доломита $2 \cdot 10^{-17}$).

Что касается вводимых в программу химических анализов подземных вод, здесь основная неточность, на наш взгляд, касается величины pH (разрыв во времени отбора пробы воды в скважине и доставки ее в лабораторию составлял от нескольких часов до суток). Оценить эту неточность трудно.

Изученный район относится к центральной части Соликамской впадины Предуральского краевого прогиба и включает Соколовскую брахисинклиналь и Соликамскую брахиантиклиналь (фиг. 1). В разрезе Соколовской брахисинклинали трещины горных пород независимо от их возраста выполнены следующими минералами (сверху вниз): гидроксидами железа и марганца совместно с кальцитом, волокнистым гипсом, бесцветным галитом, розовым галитом совместно с халцедоном и мелкокристаллическим гипсом. В разрезе Соликамской брахиантиклинали зона бесцветного галита отсутствует. Кроме того, здесь над верхней границей волокнистого гипса фиксируется зона отсутствия минерального заполнения в открытых трещинах, а над кровлей розового галита отмечается зона, в которой открытые трещины мергелей только по краям иногда выполнены тонкими пластинками халцедона и корочками мелкокристаллического гипса.

В зависимости от состава минерального заполнителя трещин степень их кольматации резко различна, отсюда и разная водопроницаемость пород. Так, алевролиты, аргиллиты, песчаники, известняки и мергели с прослоями брекчированных известковистых глин, трещины которых выполнены железисто-марганцевыми соединениями и кальцитом, являются водопроницаемыми (коэффициенты фильтрации k пород по данным опытных откачек больше 0,1 м/сут и обычно составляют 1—10 м/сут). В зоне выполнения трещин волокнистым гипсом породы (известняки, мергели, гипсы с прослоями брекчированных доломитистых глин) относительно водоупорны (k < 0,05 м/сут). Практически водонепроницаемы породы (мергели, гипсы, ангидриты, каменные соли) в зонах бесцветного и розового галита (k < 0,005 м/сут). В зоне выполнения трещин халцедоном и мелкокристаллическим гипсом породы (мергели, гипсы, брекчированные доломитистые глины) водопроницаемы (k 4—17 м/сут). Таким образом, поверхности раздела между зонами с разным составом минерального заполнителя трещин, секущие литолого-стратиграфические границы, расчленяют геологический разрез Верхнекамского района на ряд водоносных и водоупорных горизонтов.

В пределах первого (сверху) водоносного горизонта, приуроченного к Соколовской брахисинклинали, химический состав подземных вод, дренируемых р. Камой, постепенно изменяется с глубиной от гидрокарбонатных смешанного катионного состава с минерализацией 0,2—0,5 г/л через сульфатно-хлоридные натриевые (M 1,0—30,0 г/л) до хлоридных натриевых (M 30—130 г/л). В разрезе первого водоносного горизонта Соликамской брахиантиклинали подземные воды изменяют свой состав от гидрокарбонатных смешанного катионного состава (M 0,19—0,5 г/л) до сульфатно-хлоридных натриевых (M 1—50 г/л). Во втором водоносном горизонте, распространенном только в пределах Соликамской брахиантиклинали, подземные воды имеют хлоридный натриевый состав с минерализацией 223—312 г/л.

Ранее одним из авторов [4] было обосновано, что впервые выявленные в Верхнекамском районе новые геологические границы — поверхности раздела между зонами с разным составом трещинных вторичных минералов — являются собственно гидрогеологическими границами как по значению (расчленяют разрез на водоносные и водоупорные горизонты), так и по происхождению (связаны с химической и динамической деятельностью подземных вод). В этой же работе было рассмотрено формирование инфильтрационно-эпигенетической минеральной зональности в надсолевой толще исследуемого района.

Теперь важно изучить эту сложную, кратко охарактеризованную природную систему гидрогеохимически, с тем чтобы можно было судить о современной и дальнейшей направленности процессов растворения — осаждения минералов.

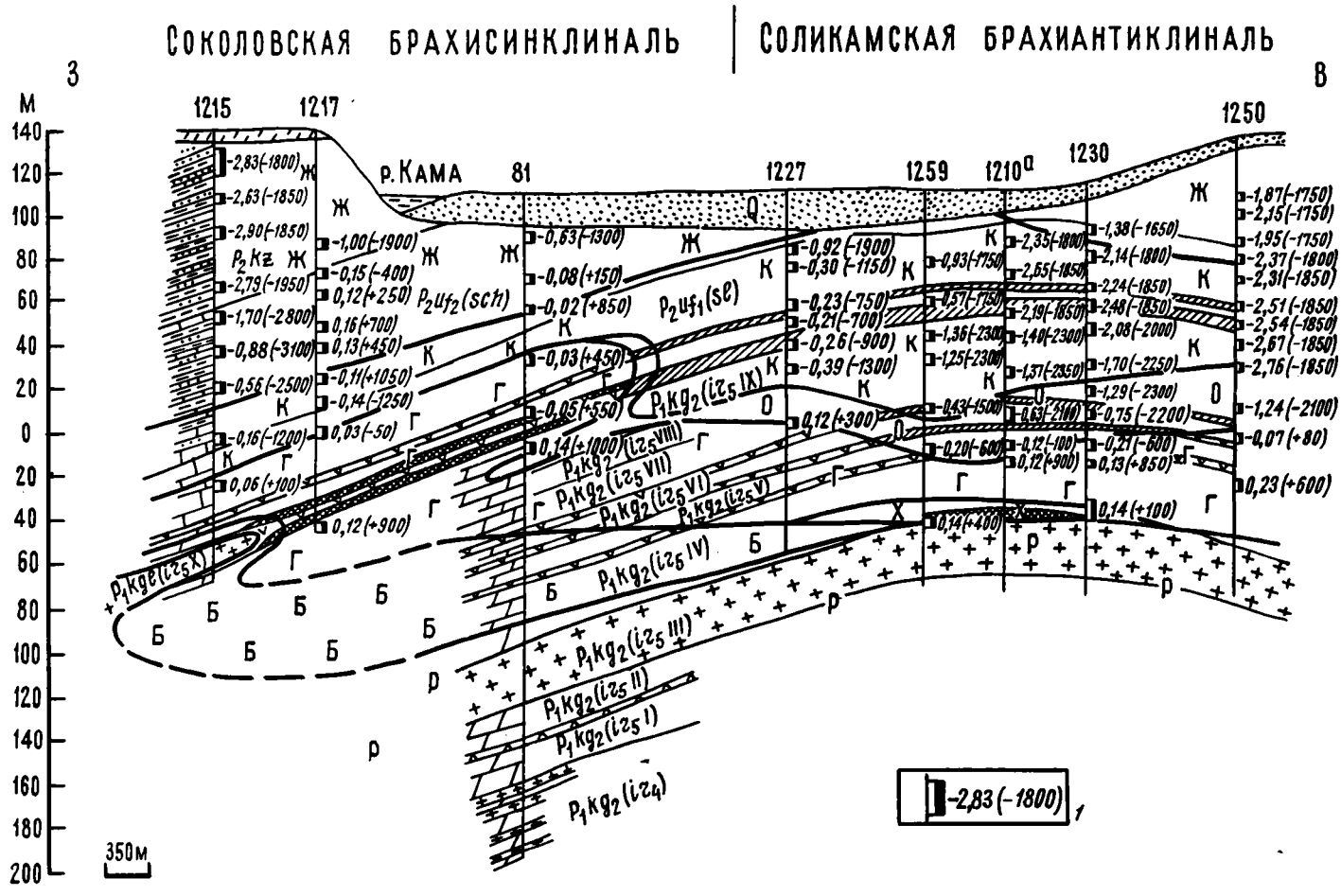
Результаты термодинамического моделирования с использованием программы SOLMINEQ. 88 приведены на фиг. 1, где показана насыщенность подземных вод по отношению к кальциту и доломиту. Все воды, за исключением нескольких проб по скв. 1250, расположенной ближе всех к области питания водоносных горизонтов, оказались пересыщенными по отношению к кальциту и доломиту, причем насыщенность вод возрастает с глубиной. Для сравнения результатов моделирования с реально существующими твердыми фазами были использованы данные химических анализов (~600) пород из восьми скважин, подвергнутых сплошному послойному опробованию. Расчет средневзвешенного химического состава пород почти по каждой стратиграфической пачке соляно-мергельной толщи иреньского горизонта кунгурского яруса показал [5], что глинисто-карбонатные породы (мергели, глинистые известняки), находящиеся в зоне развития по трещинам кальцита, оказываются кальцитизированными, частично раздоломиченными, десульфатизированными и лишенными части нерастворимого остатка по сравнению с породами, трещины которых выполнены волокнистым гипсом. Эти изменения пород, очевидно, обусловлены не первичными условиями осадконакопления (опробованные скважины располагаются друг от друга в нескольких сотнях метров), а геохимической деятельностью подземных вод в позднейшие стадии геологического развития региона. Микроскопическое изучение шлифов мергелей, образцы которых были отобраны из зоны развития по трещинам кальцита, показало, что тонкодисперсная глинисто-карбонатная масса в отдельных местах замещается вторичным кальцитом.

Таким образом, результаты термодинамического моделирования и реальные фактические данные несколько расходятся. Если с кальцитом все благополучно, то несоответствие с доломитом скорее всего объясняется кинетическими факторами. Действительно, в монографии С. Р. Крайонова и др. делается вывод, что «...проведенное моделирование показало недостаточность только термодинамического анализа для познания таких сложных геохимических процессов, как доломитизация. Рассмотрение геохимии образования таких сложных и многокомпонентных твердых фаз, как доломит, не может быть полным без кинетического анализа их формирования» [3, с. 218].

Вообще соотношения растворимости и распространенности в природе кальцита и доломита достаточно неопределенны. Существуют взаимоисключающие точки зрения на эту проблему [6, 7, 9, 10].

Во втором (сверху) водоносном горизонте Верхнекамского района, трещины которого неполностью выполнены халцедоном и мелкокристаллическим гипсом, подземные воды пересыщены и по кальциту, и по доломиту. Об этом свидетельствуют как расчеты по программе SOLMINEQ. 88, так и геологические данные. В этом горизонте формируются карстогенные брекчированные доломитистые глины, резко замещающие пласты каменной соли. В первом водоносном горизонте, о котором шла речь выше, были распространены брекчированные известковистые глины. Химический состав двух этих типов глин приведен в работе [5].

На фиг. 2 показана степень насыщенности и насыщенность подземных вод по отношению к гипсу, рассчитанные соответственно по программе SOLMINEQ. 88 и



Фиг. 2. Степень насыщенности и насыщенность подземных вод по отношению к гипсу

1 — интервал проведения гидрогеологического опыта (первая цифра — степень насыщенности по программе SOLMINEQ. 88, цифра в скобках — насыщенность, мг/л по [1]; плюс — вода пересыщена, минус — ненасыщена). Остальные условные обозначения см. на фиг. 1

по методу, предложенному в свое время одним из авторов [1]. Из 69 проб, показанных на фиг. 2, только в семи из них не совпадает знак насыщения. В этих семи пробах степень отклонения от равновесия находится в пределах или ошибки моделирования по программе или неточности расчета (в среднем расхождение между расчетными и экспериментальными определениями составляет около 5%) по методу [1]. Поэтому можно говорить об удовлетворительном сопоставлении использованных методов.

Воды первого водоносного горизонта, за исключением нескольких проб по скв. 1217 и 81, приуроченным к Соколовской брахисинклинали, оказались ненасыщенными по отношению к гипсу. При этом выяснилось, что верхняя граница развития по трещинам волокнистого гипса является поверхностью, разграничивающей гидрогеохимическую среду на ненасыщенные и пересыщенные по этому минералу подземные воды. Исключение могут представлять наиболее прогнутые участки синклинальных структур, удаленные от областей питания подземных вод, где непосредственно выше зоны волокнистого гипса отмечаются воды, пересыщенные по этому минералу. Иначе говоря, верхняя граница зоны волокнистого гипса, совпадающая с подошвой первого водоносного горизонта, является в пределах антиклинальных структур современной поверхностью растворения этого минерала, а в пределах глубоко прогнутых синклинальных структур — поверхностью образования волокнистого гипса. Эта поверхность в разрезах антиклинальных поднятий перемещается вниз по разрезу, а в наиболее опущенных участках синклиналей — вверх по разрезу вследствие выпадения гипса в осадок из насыщенных и пересыщенных вод. Скорость этого процесса неизвестна, но, по-видимому, она соизмерима со скоростью современных дифференцированных вертикальных тектонических движений, имеющих противоположную направленность по сравнению с гидрогеохимическими процессами.

Во втором водоносном горизонте, развитом только в пределах Соликамской брахиантиклинали, подземные воды пересыщены по отношению к гипсу. Для обоих водоносных горизонтов характерна ненасыщенность подземных вод по галиту. Если первое положение доказывается данными термодинамического моделирования и результатами расчета по методу [1], то второе утверждение — только программой SOLMINEQ. 88.

Вероятно, нижняя граница зоны волокнистого гипса, являющаяся кровлей второго водоносного горизонта, перемещается вниз по разрезу вследствие ее наращивания в результате образования этого минерала. В это же время верхняя граница зоны розового галита, являющаяся подошвой второго водоносного горизонта, также перемещается вниз по разрезу вследствие растворения прожилкового розового и пластового галита.

Над зоной развития по трещинам бесцветного галита (в Соколовской брахисинклинали) гидрогеохимическая обстановка остается проблематичной, так как достоверные пробы воды в водоупорных горизонтах существующими техническими средствами отобрать практически невозможно. Можно лишь предположить, исходя из современной тектонической обстановки (опускание), что верхняя граница зоны бесцветного галита перемещается вверх по разрезу.

В заключение хотелось бы обратить внимание на один из основных выводов, содержащийся в недавно опубликованной монографии С. И. Смирнова: «...все свойства и признаки подземных вод меняются в пространстве, как правило, непрерывно, без узловых точек. А это означает, что не существует объективных количественных или качественных критериев для разбиения гидрогеохимической структуры бассейна на гидрогеохимические зоны. Границы таких зон неизбежно условны и субъективны» [8, с. 212]. Исходя из изложенного выше материала, можно предположить, что такие резкие гидрогеохимические границы должны все же существовать в разрезе бассейнов. Это границы раздела между ненасыщенными и насыщенными подземными водами по отношению к основным гидрогенным минералам (кальцит, доломит, гипс, галит). Данные поверхности раздела имеют объективные количественные и качественные (в том числе и минерало-

гические) критерии для расчленения гидрогеохимической структуры бассейна на ряд зон, хотя эти зоны могут характеризоваться однотипным составом подземных вод. Важно только, чтобы минералогическое опробование было детальным, а методы термодинамического моделирования направленности гидрогеохимических процессов — более точными.

* * *

В заключение можно сделать следующие выводы:

1. Программа SOLMINEQ. 88 является эффективным средством для термодинамического моделирования направленности гидрогеохимических процессов между природными водами и гидрогенными минералами, так как результаты ее применения подтверждаются минералогическими наблюдениями.

Разработанный ранее [1] метод определения насыщенности природных вод по отношению к гипсу дает результаты, сопоставимые с компьютерным термодинамическим моделированием, является легко доступным в использовании и может применяться как приблизительный, особенно при отсутствии в распоряжении исследователей дорогостоящих программ и компьютеров.

2. Поверхности раздела между зонами с разным составом минерального заполнителя трещин, секущие литолого-стратиграфические подразделения, являются одновременно и гидрогеохимическими границами, резко расчленяющими гидрогеохимическую структуру надсолевой толщи Верхнекамского района на ненасыщенные и насыщенные воды по отношению к определенным вторичным гидрогенным минералам. Только на основании тщательной документации кернов скважин с учетом изучения минерального заполнителя трещин можно предварительно судить о направленности гидрогеохимических процессов между подземными водами и кальцитом, гипсом и галитом. Так, породы, трещины которых выполнены кальцитом, обычно содержат воды, насыщенные по отношению к кальциту и ненасыщенные гипсом и галитом. Породы, трещины которых выполнены гипсом, включают воды, насыщенные по отношению к гипсу и кальциту и ненасыщенные галитом. Исключение могут составлять глубоко прогнутые синклинальные структуры, в разрезах которых над верхней границей развития по трещинам волокнистого гипса часто залегают подземные воды, насыщенные гипсом.

3. По-видимому, наиболее устойчивыми и безопасными местами для размещения тяжелых промышленных и гидротехнических сооружений, а также калийных рудников в Верхнекамском районе являются глубоко прогнутые синклинальные структуры. Здесь отсутствует второй (сверху) водоносный горизонт с ненасыщенными галитом подземными водами и, кроме того, существенно увеличена мощность водозащитной толщи за счет водоупорных пород, трещины которых полностью выполнены бесцветным галитом и выше по разрезу — волокнистым гипсом.

Список литературы

1. *Зверев В. П.* Гидрогеохимические исследования системы гипсы — подземные воды. М.: Наука, 1967. 99 с.
2. *Зверев В. П.* Кинетика взаимодействия воды и породы на основных этапах осадочного процесса// Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 2. С. 105—113.
3. *Крайнов С. Р., Шваров Ю. В., Гричук Д. В. и др.* Методы геохимического моделирования и прогнозирования в гидрогеологии. М.: Недра, 1988. 254 с.
4. *Мигунов Л. В.* Гидрогеологические границы в отложениях надсолевых комплексов Верхнекамского и Нурекского месторождений//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 8. С. 116—123.
5. *Мигунов Л. В.* Вопросы литологии и стратиграфии Соликамской впадины с учетом гидрогеохимических данных//Литология и полез. ископаемые. 1992. № 1. С. 136—141.

6. *Перельман А. И.* Геохимия эпигенетических процессов (зона гипергенеза). М.: Недра, 1965. 272 с.
7. *Писарчик Я. К.* Литолого-геохимические преобразования галогенно-карбонатных формаций в зоне гипергенеза//Литология и полез. ископаемые. 1975. № 3. С. 105—120.
8. *Смирнов С. И.* Историческая гидрогеология. М.: Недра, 1991. 236 с.
9. *Соколов Д. С.* Основные условия развития карста. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 322 с.
10. *Страхов Н. М.* Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов//Тр. ГИН АН СССР. Геол. сер. 1951. Вып. 124. № 45. 371 с.
11. *Kharaka Y. K., Gunter W. D., Aggarwal P. K. et al.* SOLMINEQ. 88: A computer program for geochemical modeling of water-rock interactions//U. S. Geol. Surv. 1989. Wat.-Res. Inv. Report 88-4227. Menlo Park. 207 p.
12. *Pitzer K. S.* Thermodynamics of aqueous electrolytes at varions temperatures, pressures and compositions// Amer. Chem. Soc. Symposium, 1980. № 133. P. 451—466.

Инженерно-геологический
и геоэкологический научный центр РАН,
Москва
Институт геологии Коми НЦ УрО РАН,
Сыктывкар

Поступила в редакцию
19.XI.1992

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 2, 1994

УДК 551.21:553.311.661.2

© 1994 Кузнецов А. Г., Злотник-Хоткевич А. Г., Чекалин В. М.

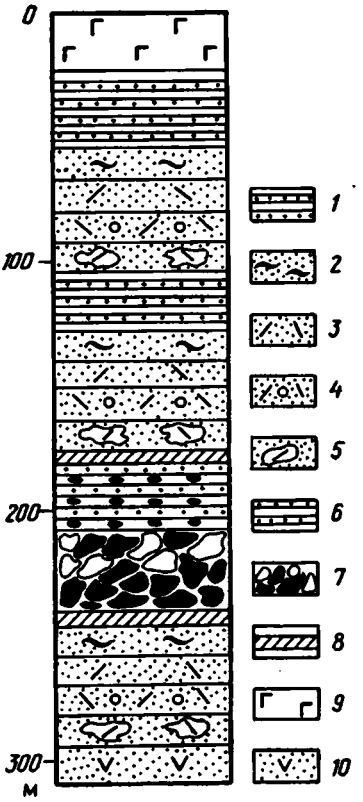
ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ РУДОВМЕЩАЮЩИХ ФАЦИЙ И ОБЛОМОЧНЫХ РУД КОРБАЛИХИНСКОГО КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (РУДНЫЙ АЛТАЙ)

Установлено, что вулканогенно-осадочный материал Корбалихинского колчеданно-полиметаллического месторождения на Рудном Алтае накапливался у подножия подводного палеовулкана в условиях сильно расчлененного подводного рельефа, что обусловило многообразие фаций вмещающих пород. Показано, что обломочные руды концентрируются в русловой части палеоущелья и представлены фациями обвальных брекчий и проксимальных турбидитов, последовательно сменяющих друг друга по мере удаления от залежи сплошных руд. Изучение состава и строения рудных обломков показало их полную идентичность с рудным материалом залежи сплошных руд, что свидетельствует о ее субсинхронном накоплении с вмещающими породами.

Корбалихинское колчеданно-полиметаллическое месторождение в Змеиногорском районе Рудного Алтая изучается уже более 30 лет. В многочисленных публикациях детально рассмотрены условия локализации месторождения, особенности геологического строения, минеральный состав руд и околорудные метасоматиты, а также вопросы генезиса [2, 9, 5]. Тем не менее у исследователей не сложилось единого мнения о возрасте руд и способе их отложения. Высказывались мнения о до- [10, 11] и постскладчатом [1] возрасте, метасоматическом [1] и полигенном [10, 11] происхождении руд. Во многом эти разногласия обусловлены тем, что в предыдущих исследованиях мало внимания уделялось фациальному расчленению различных типов рудных отложений и вмещающих их вулканогенно-осадочных пород. Лишь в последние годы появились данные о седиментационном происхождении широко распространенных на месторождении рудных брекчий. Так, в статье В. М. Чекалина [10] приводятся убедительные признаки присутствия обломочного рудного материала: срезание полосчатости полиметаллических руд гранями обломка, отсутствие рудных проводников к обломкам из цемента, первичной концентрической зональности обломков, а также обломков пород, в разной степени замещенных сульфидами. Все это позволяет сблизить возраст оруденения и вмещающих пород.

В данной работе делается попытка сопоставить фациальные условия накопления обломочных руд и вмещающих их вулканитов на основе детального изучения их текстурных особенностей, состава и гранулометрии с целью уточнения возраста оруденения и палеореконструкции условий и способа его отложения. Результаты этого исследования могут быть использованы для решения спорных генетических вопросов на других месторождениях Рудного Алтая. Материалом для статьи послужили данные глубокого разведочного бурения. При этом выборочно исследовались наиболее представительные скважины.

Корбалихинское месторождение расположено на юго-западном крыле Быструшинского синклинория Змеиногорского рудного района. Геологическое строение месторождения и его района подробно рассмотрено в работе В. М. Чекалина [1]. В разрезе присутствуют различные породы среднего и верхнего девона. Среднедевонские (верхнеживетские) породы подрудной шипуновской свиты представлены в верхней части переслаивающимися битуминозными известковистыми



Фиг. 1. Обобщенный разрез подрудного и рудовмещающего горизонтов Корбалихинского месторождения

1 — контуриты, турбидиты; *2—5* — туфы липарит-дацитовых порфиров (*2* — массивные алевропелитовые; *3* — параллельно-слоистые мелкообломочные и псаммитовые, *4* — параллельно-слоистые разнообломочные пемзовые, *5* — массивные градационные); *6* — рудокласты в вулканогенно-осадочных породах; *7* — рудные брекчии; *8* — зона хлоритизации; *9* — лавы базальтовых порфиритов надрудного горизонта; *10* — туфы риолитовых порфиров подрудного горизонта

аргиллитами, туффитовыми алевролитами, туфопесчаниками и кристаллокластическими туфами кислого состава. Породы рудовмещающей давыдовской свиты датируются франским ярусом верхнего девона. Они входят в состав базальт-липарит-терригенной формации [8] и в зависимости от состава преобладающих вулканитов разделены на пять горизонтов [3]:

1. Подрудный. Разнообломочные кристаллокластические туфы риолитовых порфиров с прослоями туфопесчаников и глинистых алевролитов (фиг. 1). Мощность не менее 100 м.

2. Рудовмещающий (см. фиг. 1). Часто переслаивающиеся битуминозные аргиллиты, алевролиты, туфы липарит-дацитовых порфиров и осадочные брекчии с многочисленными рудокластами, а также полиметаллические, колчеданно-полиметаллические и колчеданные руды. Контакты этого горизонта с ниже- и вышележащими породами четкие. Мощность 10—100 м.

3. Лавы, лавобрекчии миндалекаменных базальтовых порфиритов, изредка встречаются маломощные прослои слоистых туфов того же состава. В северо-западной части месторождения в породах основания этого горизонта часто присутствуют рудокласты, количество которых постепенно убывает в юго-восточном направлении. Мощность 30—400 м.

4. Частое чередование мелкообломочных вулканогенно-осадочных пород с вулканитами кислого и основного составов. Мощность горизонта увеличивается по падению на северо-восток и по простиранию на северо-запад от 100 до 700 м и более.

5. Риолитовые и риолит-дацитовые мелковкрапленниковые и афировые порфиры с редкими маломощными прослоями алевролитов. Верхняя граница его эродирована, но, судя по всему, мощность составляла не менее 500 м.

Палеоструктурный анализ пород давыдовской свиты показывает, что рудонакопление происходило в периферической части склона крупного палеовулкана в зоне пересечения разломов различного простирания [9].

ПОРОДЫ РУДОВМЕЩАЮЩЕГО ГОРИЗОНТА

При изучении пород второго (рудовмещающего) горизонта обращает на себя внимание обилие вулканогенно-осадочных пород и обломочных руд, часто связанных постепенными переходами вследствие количественных вариаций рудного и нерудного обломочного материала. Эти обстоятельства наводят на мысль о возможном едином механизме накопления рудовмещающих пород и обломочных руд, однако решение этого вопроса невозможно без детального анализа всего разнообразия отложений месторождения и выяснения их генезиса.

По составу осадкообразующих компонентов рудовмещающие породы можно разделить на осадочно-вулканогенные и вулканогенно-осадочные. К первой группе мы относим туфы липарит-дацитовых порфиров, залегающие ниже и выше рудной залежи.

Ко второй группе нами, вслед за Е. Ф. Малеевым [7], отнесены отложения, состоящие преимущественно из эпикластического и эдафогенного материала, а также небольшой (до 5%) примеси биогенных компонентов. Эти отложения присутствуют как между пачками туфов, так и внутри рудной залежи.

Туфы липарит-дацитовых порфиров. На основе выполненного авторами изучения вещественного и гранулометрического составов, количественных соотношений компонентов, степени окатанности обломков и характера слоистости кислых туфов выделены пять разновидностей этих пород. Выделенные разновидности слагают циклиты и расположены следующим образом: в основании находятся грубообломочные туфы с градационной текстурой. Их последовательно перекрывают три разновидности параллельно-слоистых туфов: разнообломочные гравийно-галечные, псаммитовые и тонкообломочные. Завершают последовательность массивные алевропелитовые туфы. Нередко тонкообломочные разновидности туфов отсутствуют.

Градационные разнообломочные туфы состоят из обломков липарит-дацитовых порфиров. Обломки неправильно остроугольной формы упакованы плотно, почти без цемента, и их размер изменяется от валунов до гальки. Наиболее крупные обломки пород сосредоточены в основании слоя. Здесь же отмечаются линзы и карманы извилистой формы, заполненные мелкообломочным туфогенным материалом риолитового состава из нижележащего подрудного горизонта или аргиллитом. Снизу вверх размер обломков пород уменьшается и проявляется неясная слоистость. Цемент состоит из осколков сильно хлоритизированного вулканического стекла и кристаллов плагиоклазов. Нижний контакт массивных градационных туфов резкий, неровный, со следами срезания слоев и волочения обломков. Контакт с вышележащими параллельно-слоистыми туфами постепенный.

Параллельно-слоистые гравийно-галечные туфы состоят преимущественно из кусков пемзы и отличаются обратной градационностью в пределах каждого прослоя пемзы. Кроме того, здесь присутствует кристаллокластический материал, содержание которого выше в нижних прослоях. В верхних прослоях появляется заметное количество осколков хлоритизированного стекла.

Параллельно-слоистые псаммитовые туфы состоят из зерен кварца и плагиоклазов со свежими сколами, обрывков пемзы песчаного размера и серицит-хлоритового цемента. В пределах одного прослоя мощностью от 5 до 10 см кристаллокластика сосредоточена в его основании, а пемзовый материал — главным образом в верхней части.

Параллельно-слоистые тонкообломочные туфы представлены часто чередующимися тонкими прослоями свежей кристаллокластики алевролитового размера (кварц, плагиоклазы) с алевропелитовыми прослоями хлоритизированного вулканического стекла. Местами слоистость нарушается из-за срезания слоев и заполнения эрозионных ниш.

Завершающий циклит массивный алевролито-пелитовый туф встречается редко. Плавный переход к нему начинается в верхней части

предыдущего горизонта вследствие сглаживания слоистости, уменьшения размера зерен и относительного содержания кристаллокластического материала. Порода лишена слоистости и почти полностью состоит из осколков хлоритизированного вулканического стекла, значительная часть которых имеет рогульчатую форму. Как упоминалось выше, все пять выделенных разновидностей туфов располагаются в разрезе в строгой последовательности и связаны друг с другом постепенными переходами. Снизу вверх уменьшается размер обломков и их удельный вес, среди обломков начинают преобладать пемза и осколки вулканического стекла пелитового размера. Изменения состава отражаются на особенностях текстуры.

Описанная совокупность туфов кислого состава неоднократно отмечалась разными авторами для островодужных комплексов Урала (И. В. Хворовой, В. Т. Фроловым, А. А. Гавриловым, А. Г. Жабиным) и Японии [12]. Э. Ямада связывает ее образование с подводным извержением вулкана на небольших глубинах и транспортировкой продуктов извержения подводным пирокластическим потоком в более глубоководную область. Известно также, что некоторые мелкообломочные туфы формируются в результате пеплопадов [6]. Сортировка частиц по данным указанных авторов обеспечивается отчасти в атмосфере, но в основном — длительным переносом и осаждением через водную толщу. Характерно, что в зависимости от глубины, силы извержения и направления течений, пирокластический поток может распространяться на расстояние до 30 км от очага извержения [14]. На основании сказанного можно сделать вывод, что преобладание среди Корбалихинских туфов средне- и мелкообломочных разновидностей объясняется удаленностью района от очага извержения, а хорошо выраженная фациальная неоднородность — значительной длиной пути, пройденного потоком в водной толще. По данным Е. И. Филатова и др. [9], рудовмещающие пирокластические отложения Корбалихинского месторождения накаливались на расстоянии 3,5—5 км от очага извержения.

Вулканогенно-осадочные отложения. В вертикальном разрезе они обычно завершают последовательность отложений вышеописанного пирокластического потока (см. фиг. 1). В зависимости от особенностей гранулометрического состава, степени выраженности слоистости и соотношения компонентов вулканогенно-осадочные отложения Корбалихинского месторождения разделены нами на три разновидности: массивные алевропелитовые аргиллиты, тонкослойчатые алевролиты и градационные прослои галечно-алевролитового материала.

А р г и л л и т ы обладают массивной текстурой и состоят преимущественно из магнезиально-железистого хлорита (более 90% от суммы глинистых минералов), мелких неориентированных зерен кварца, калиевых полевых шпатов, олигоклаза, биогенных остатков (радиолярий, обломков костей рыб) и реликтов хлоритизированного вулканического стекла рогульчатой формы. Кроме того, характерно повышенное (1,5—2%) содержание органического углерода[1]. Мощность горизонтов массивных аргиллитов не превышает первых метров.

Описанные особенности пород, по-видимому, связаны с седиментационным способом их накопления в относительно глубоководной обстановке в условиях низкой активности придонных вод, что позволяет отнести их к гемипелагическим.

А л е в р о л и т ы представляют собой частое чередование тончайших слойков (первые миллиметры) хорошо отсортированного темно-серого алевролита с черным алевропелитовым аргиллитом. Слоистость местами выклинивающаяся или линзовидная. В составе алевролитовых слойков наряду с глинистым цементом отмечаются многочисленные послойно ориентированные зерна кварца, плагиоклаза, вулканическое стекло, биогенные карбонатные остатки, кремниевые спикулы губок и окатанные рудокласты. Подобные отложения, вероятно, являются контуритами и накапливались у подножий склонов палеовулканов или их ступенях под действием придонных пограничных течений. В пределах рудовмещающего горизонта их мощность составляет первые десятки метров.

---

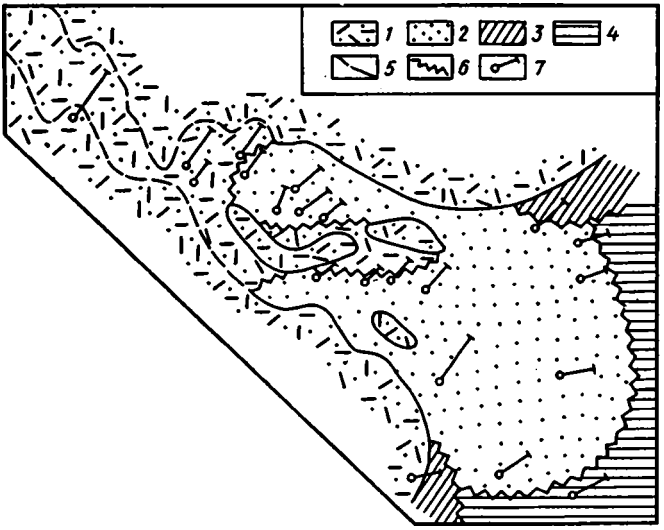
[1] Анализ выполнен в ОЭИ ЦНИГРИ (г. Тула).

Градационные галечно-алевритовые прослои встречаются среди алевролитов и аргиллитов (мощность 0,5—10 см). В них присутствуют обломки липарит-дацитовых порфиров и хлоритолитов, зерна кварца и плагиоклазов, рудокласты и единичные биогенные остатки (кости рыб, мшанки, спикулы губок). Нижний контакт каждого прослоя резкий, с эрозионными нишами. На его поверхности располагаются наиболее крупные гравийно-песчаные остроугольные обломки пород и полуокатанные рудокласты, чешуеобразно налегающие друг на друга в одном направлении. Выше осадочный материал постепенно становится более мелкозернистым и обнаруживает параллельную слоистость, после чего вновь наблюдаются поверхность размыва и грубообломочный материал. Важно отметить, что рудные и нерудные обломки обладают рядом общих особенностей. Рудокласты и обломки хлоритолитов образовались в результате подводного выветривания залежи сплошных руд и являются эдафогенным материалом, окатанным и раздробленным при перемещении. Полуокатанные обломки липарит-дацитовых туфов, входящие в состав рудоносного горизонта, могли возникнуть при подводном выветривании пород дна и перемещении этого, также эдафогенного материала. Источником свежей и полуокатанной песчано-алевритовой вулканокластики скорее всего служили рыхлые отложения подводных пирокластических потоков. Их вторичный перемыв обусловил появление эпикластического материала.

По совокупности признаков (слоистость, градационность, следы течений и эрозии, крупные размеры обломков) градационный и параллельно-слоистый прослои представляют собой два нижних элемента циклита эдафогенного проксимального турбидита.

В разрезе рудовмещающего горизонта аргиллиты, алевролиты и градационные галечно-алевролитовые прослои обычно перекрывают наиболее мелкообломочные туфы ранее отложенного пирокластического потока и сами перекрыты массивными грубообломочными туфами последующего потока (см. фиг. 1). Нижний контакт вулканогенно-осадочных пород и туфов нечеткий. В ряде скважин удалось проследить смену массивного алевропелитового туфа аргиллитом, что выражается в постепенном уменьшении размера осколков вулканического стекла до пелитового и одновременном появлении таких же мелких зерен кварца и плагиоклаза резко остроугольной формы, а также единичных остатков радиолярий и обломков костей рыб. Верхний контакт аргиллитов и алевролитов с туфами резкий, неровный, со следами рыхления и волочения крупных обломков пород по поверхности мягкого осадка. Нередко фрагменты аргиллита неправильной формы входят в состав нижнего слоя массивных градационных туфов.

По латерали в пределах месторождения размер обломков в туфах и эдафогенных турбидитах постепенно уменьшается с северо-запада на юго-восток. Наиболее грубообломочные породы сосредоточены в северо-западной и центральной части месторождения, в юго-восточном направлении они последовательно сменяются более мелкообломочными турбидитами, контуритами и гемипелагическими глинами. Два последних типа осадков локализованы за пределами юго-восточного окончания рудной залежи (фиг. 2). Описанное распределение туфов, аргиллитов и алевролитов в плане и разрезе, а также особенности состава последних свидетельствуют о том, что пирокластические потоки перемещались вниз по склону подводного вулкана, где формировались русловые фации. На своем пути они также захватывали фрагменты фаций подножий склонов, после чего растекались по прилегающему к склону вулканического поднятия дну котловины, где накапливались фации гемипелагических глин. Малая мощность циклитов подводных пирокластических потоков (первые метры) и отсутствие эффузивных фаций вулканитов могло быть следствием относительного снижения вулканической активности в районе. Принимая во внимание данные Е. И. Филатова и др. [9] о том, что Корбалихинская рудная залежь формировалась в области накопления периферических фаций крупного подводного вулкана, нам представляется, что



Фиг. 2. Схема распределения осадочно-вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород рудовмещающего горизонта на горизонтальной проекции рудной залежи

1 — туфы риолит-дацитовых порфиров (отложения подводных пирокластических потоков); *2* — эдафогенные турбидиты; *3* — контуриты; *4* — аргиллиты (гемипелагические глины); *5* — контуры проекции рудной залежи; *6* — границы фациальных переходов; *7* — проекция осей скважин на горизонтальную плоскость

наиболее вероятным элементом рельефа, где могли бы накапливаться все описанные отложения, являлось ущелье, врезанное в подножие склона подводного вулкана. Дно ущелья покрывали турбидиты, состоящие в основном из сносимого со склонов эпикластического и эдафогенного материалов. В приустьевой части вдоль бортов пограничными течениями намывались контуриты. В периоды между поступлениями суспензионных потоков в ущелье и на прилегающем к нему дну котловины окраинного моря отлагались гемипелагические глины. Массивность первичной текстуры и однородность впоследствии образовавшихся из них аргиллитов объясняются малой подвижностью придонных вод, не препятствовавших осаждению тонкой взвеси «частица за частицей» через водную толщу. Содержание кислорода было пониженным в результате окисления больших количеств органического вещества, источником которого могли служить высокопродуктивные поверхностные воды. Преобладание в породе хлорита, очевидно, связано с поступлением в удаленную от очага извержения область телепирокластического материала пеплопадов.

ТЕКСТУРЫ ОБЛОМОЧНЫХ РУД И ИХ ГЕНЕЗИС

Приведенное нами детальное изучение широко распространенных на месторождении обломочных руд показало, что последние во многом сходны с туфами и вулканогенно-осадочными породами как по текстурным особенностям, так и по характеру пространственного распределения различных текстурных разновидностей, что может указывать на единый механизм их образования. Рассмотрим это более подробно.

По особенностям строения руд Корбалихинская колчеданная залежь разделяется на две части. На северо-западе, по данным В. М. Чекалина [9], преобладают сплошные полиметаллические руды с массивной, пятнистой, полосчатой и брекчиевой текстурами. Значительно менее распространены массивные медные и серноколчеданные руды. Брекчиевые руды состоят из очень крупных (до 50 см) обломков полиметаллического состава и пиритового (± халькопирит) цемента. Форма обломков угловатая, конфигурация противолежащих границ сближенных

обломков часто сходна, что указывает на синерезисную природу разделяющих их трещин и образование брекчиевых руд в процессе сингенетического растрескивания и последующей цементации рудным веществом. Подобные брекчии известны на ряде месторождений Урала, где их образование связывается с растрескиванием в процессе сокращения объема при сингенетической перекристаллизации [4, 13]. Сплошные руды подстилаются породами хлоритового состава (хлоритолитами).

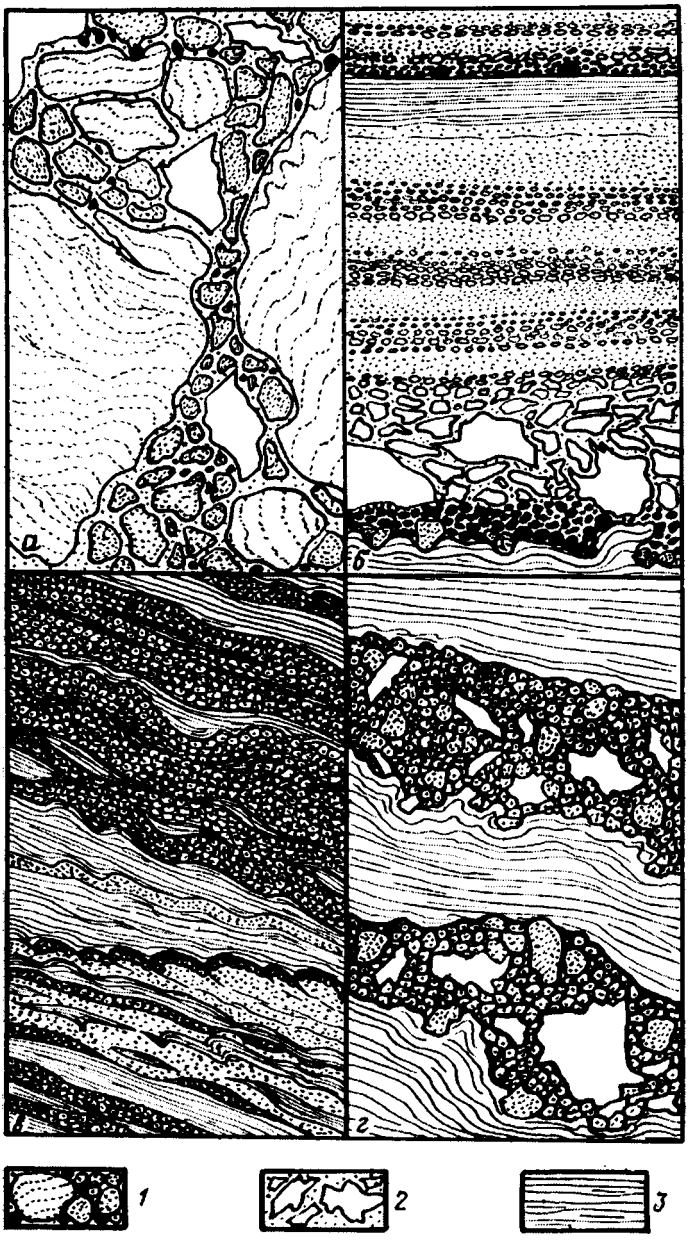
Юго-восточная часть залежи состоит из механически переотложенного рудного вещества, которое по текстурным особенностям можно разделить на пять типов: крупнообломочные брекчии, сложенные рудными и нерудными обломками в рудном цементе; разнообломочные брекчии, сложенные рудными и нерудными обломками в нерудном цементе; градационно-слоистые средне- и мелкозернистые руды; извилисто-слоистые мелкозернистые руды и чередующиеся разнозернистые прослои плохо сортированных рудокластов и вулканокластики. В вертикальном разрезе брекчии обычно занимают более низкое стратиграфическое положение по отношению к слоистым рудным накоплениям.

Брекчии первого типа сложены остроугольными и полуокатанными обломками сплошных полиметаллических руд (диаметр 5—30 см), липарит-дацитовых порфиров и хлоритолитов (диаметр до 5 см). Рудный цемент в них достигает 50% от объема породы.

В состав брекчий второго типа входят преимущественно окатанные рудокласты, полуокатанные гравийно-галечные обломки риодацитов и хлоритолитов, а также песчано-алевритовая вулканокластика. Цемент преимущественно хлоритовый, содержащий свежие зерна кварца и плагиоклазов (фиг. 3, *а*). В верхних горизонтах этих брекчий иногда проявляется неясная слоистость, а размер обломков несколько уменьшается.

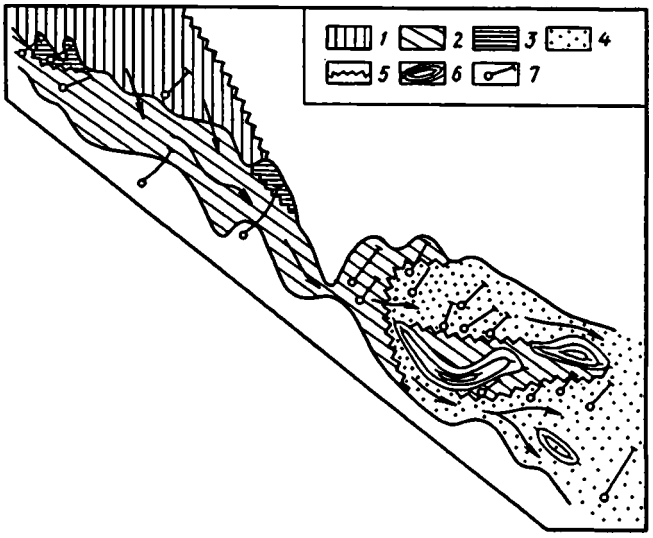
В совокупности все типы брекчий образуют непрерывный латеральный ряд с взаимопереходами. На одном конце ряда находятся брекчии, расположенные в северо-западной части месторождения, лишенные следов перемещения и образованные в процессе растрескивания сплошных руд. Смена их к югу и юго-востоку брекчиями первого и далее второго типов скорее всего обусловлена разрушением залежи сплошных руд. В процессе перемещения рудные обломки смешивались с нерудными. Отсутствие четкой слоистости, сортировки и ориентировки обломков свидетельствует об обвальной природе этих отложений. Смена сплошных руд обвальными брекчиями с северо-запада на юго-восток могла быть связана с локализацией первичной рудной залежи на возвышенности и последующим сносом обломков в юго-восточном направлении. При этом брекчии первого типа, как более крупнообломочные и плохо сортированные, отлагались в непосредственной близости от источника рудного вещества. Брекчии второго типа были наиболее удаленными и, вероятно, достигали на юго-востоке подножия склона или по крайней мере его ступени. Присутствие в них неясной слоистости позволяет считать их связующим звеном между обвальными отложениями и фациально сменяющими их градационно-слоистыми рудами. По текстурным особенностям неяснослоистые элементы брекчий второго типа близки к описанным выше эдафогенным турбидитам, отличаясь от них значительно более высоким содержанием рудного материала и худшей сортировкой обломков. Учитывая, что обвалы могут служить отправной точкой возникновения суспензионных потоков, можно сделать вывод о том, что обвальные брекчии состоят преимущественно из эдафогенного и эпикластического материала, а процессы подводного выветривания играют существенную роль в подготовке материала (независимо от состава) для его дальнейшего гравитационного перемещения.

Градационно-слоистые руды третьего типа средне- и мелкозернистые, имеют отчетливо выраженную параллельную слоистость. Они образуют циклиты, нижние элементы которых преимущественно рудные по составу, и представляют собой последовательность гравийно-галечных неяснослоистых и песчано-алевролитовых тонкослойчатых прослоев (см. фиг. 3, *б*). Содержание



Фиг. 3. Текстуры обломочных руд Корбалихинского месторождения

а — разнообломочные обвальные брекчии, сложенные рудными и нерудными обломками в нерудном цементе. Увел. 1, скв. 485 (585,3 м); *б* — эдафогенный турбидит с мелкими рудокластами в основании. Увел. 1, скв. 492 (197 м); *в* — оплывающие извилисто-слоистые мелкозернистые руды с прослоями хлоритового цемента. Увел. 1,5 скв. 429 (184 м); *г* — чередование разнозернистых прослоев плохо сортированных рудокластов и вулканокластики в аргиллитах (отложения зерновых потоков). Увел. 1, скв. 485 (604,6 м). *1* — рудокласты; *2* — разнообломочный эдафогенный и эпикластический материал; *3* — аргиллиты



Фиг. 4. Схема распределения текстурных типов руд на горизонтальной проекции промышленной рудной залежи

1—4 — фациальные типы руд (*1* — сплошные руды, *2* — обвальные брекчии, *3* — руды оплывающие и руды в составе потоков зернистых осадков, *4* — рудные турбидиты); *5* — границы фациальных переходов; *6* — поднятия рельефа; *7* — проекции осей скважин на горизонтальную плоскость; стрелками показано направление переноса рудных обломков

нерудного эдафогенного материала не превышает 30%. Нижний гравийно-галечный слой обладает слабовыраженной градационной текстурой и состоит из окатанных рудокластов и полуокатанных обломков пород в хлоритовом цементе. В верхних элементах циклитов содержание нерудного материала более 50%. Окатанные и полуокатанные рудокласты преимущественно гравийно-песчаного размера встречаются относительно редко. В ряде случаев на поперечном срезе с одного бока рудокласта наблюдается прогибание слойков тонкого осадочного материала, а с другого — они, наоборот, налегают на рудокласт. Это свидетельствует о размыве и переотложении рыхлого осадка и в сочетании с ранее описанным черепицеобразным налеганием обломков в турбидитах позволяет определить направление движения суспензионного потока и, в конечном счете, местоположение области сноса рудного вещества. Совокупность приведенных данных свидетельствует о том, что градационно-слоистые руды являются проксимальными турбидитами.

Извилисто-слоистые мелкозернистые руды четвертого типа сложены тонкими чередующимися прослоями хорошо отсортированного рудного вещества песчаного и алевритового размеров, в которых присутствует заметное количество хлоритового цемента (см. фиг. 3, *в*). Слоистость волнистая, извилистая, перистая, линзовидная, местами завихряющаяся. Единичные крупные обломки плавно обволакиваются мелкозернистыми прослоями. Руды этого типа изредка встречаются в горизонтах брекчиевых руд и имеют крайне ограниченное распространение. Подобные текстуры, вероятно, возникли при оплывании неравномерно обводненных осадков по склонам небольших промоин, где накапливалось смытое с поднятий и фракционированное течениями мелкообломочное рудное вещество.

К пятому типу относятся гравийно-песчаные прослои плохосортированных рудокластов и вулканокластики (см. фиг. 3, *г*). В виде маломощных прослоев (первые сантиметры) они встречаются в толщах глинистых контуритов. Нижние контакты прослоев неровные, извилистые; верхние — более ровные, волнистые. Появление подобного рода

материала в области накопления контуритов связано со стеканием туда потоков разжиженных зернистых несвязанных осадков. В итоге описанные типы гравититов можно объединить в две группы: отложения склонов и их подножий и отложения промоин и дна ущелий. К первой группе относятся обвальные брекчии, сменяющие по латерали сплошные руды в северо-западной и центральной частях месторождения; ко второй — слоистые руды, развитые на юго-восточном фланге месторождения (фиг. 4). С северо-запада на юго-восток постепенно улучшается степень сортировки обломочного материала и выраженность слоистости, а размер обломков уменьшается. В этом же направлении уменьшается относительное содержание рудного компонента со 100 до 10—15%.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЗАЛЕЖИ ОБЛОМОЧНЫХ РУД И РУДОВМЕЩАЮЩЕЙ ТОЛЩИ

Ареал обломочных руд имеет вытянутую извилистую форму с узким северо-западным, расширяющимся юго-восточным окончаниями и пережимом посередине. С севера к северо-западному окончанию ареала обломочных руд примыкают сплошные руды. На границе сплошных и обломочных руд в очень ограниченном количестве отмечены оплывающие руды. Северо-западная и центральная части залежи сложены обвальными брекчиями. В юго-восточном направлении обвальные брекчии последовательно сменяют рудные турбидиты и гемипелагические глины. На юго-восточной выклинке месторождения на трех участках руды отсутствуют и вокруг двух из них появляются частично сортированные обвальные брекчии, переходящие в проксимальные турбидиты. Это указывает на существование трех локальных поднятий в приустьевой части ущелья. Описанная конфигурация рудного тела и характер размещения текстурных типов руд подтверждает сделанный ранее вывод, что обломочные руды накапливались в ущелье. По особенностям размещения обломочных руд и изменению их текстурного облика можно сделать дополнительные выводы о том, что ущелье открывалось устьем на юго-восток. Его верховья (ширина 80—100 м) вследствие крутизны склонов были заполнены обвальными отложениями (см. фиг. 4). Сокращение ширины ущелья в среднем течении до 10—15 м, возможно, обусловлено существованием порога в этом месте, затруднявшего вынос крупнообломочного материала далее на юго-восток. За порогом ущелье вновь расширялось до 120 м, а его дно покрывали преимущественно турбидиты. Вблизи устья русло разделялось небольшими поднятиями на три притока: левый и правый — шириной по 10—15 м и средний — шириной 45—50 м. Общая длина ущелья не превышала 1400 м, а суммарная ширина в устье — 280 м. Небольшие промоины восстанавливаются по размещению отложений зернистых несвязанных и оплывающих осадков. Перемещение основной массы рудного обломочного материала и его рассеивание в осадках происходило с северо-запада и с севера на юго-восток, что соответствует ранее опубликованным данным [11]. Переход от обвальных отложений к турбидитам, по-видимому, начинался в приустьевой части ущелья. С увеличением длины пути улучшается степень сортировки материала, уменьшается размер обломков и мощность циклитов. В некоторых промоинах вследствие сейсмических толчков происходили тиксотропное разжижение обводненного рудного осадка, его оплывание и перемещение в составе зернистых несвязанных осадков. Потоки последних также достигали русла ущелья.

Выявленные генетические особенности приводят к выводу о единстве формирования рудных и нерудных отложений под действием процессов подводного выветривания и гравитационного переноса. Большое разнообразие типов отложений обусловлено, с одной стороны, смешением основных осадкообразующих компонентов (рудного и нерудного эдафогенного и эпикластического), а с другой — сильной расчлененностью рельефа и, в конечном счете, фациальной неоднородностью осадков.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И СТРОЕНИЕ РУДОКЛАСТОВ

Для уточнения верхней возрастной границы сплошных руд в северо-западной части месторождения авторами были изучены минеральный состав и особенности строения рудокластов в механически перемещенных обломочных рудах.

По данным визуального и микроскопического наблюдения, во всех разновидностях обломочных руд преобладают рудокласты полиметаллического состава, значительно реже встречаются обломки медных и пиритовых руд, повсеместно присутствуют кристаллокласты пирита и сфалерита, характерны также отмечавшиеся ранее обломки хлоритолитов с сульфидной вкрапленностью.

Обломки полиметаллических руд характеризуются массивной, пятнистой и полосчатой текстурами, они состоят преимущественно из сфалерита с подчиненным количеством галенита, халькопирита, пирита, блеклой руды. Сфалеритовые агрегаты образованы зональными изометрическими зернами, в которых зональность видна благодаря изменению окраски от медово-желтой до черной и ориентирована по октаэдру, реже по гексагональной призме. Халькопирит, галенит и блеклая руда большей частью локализуются в интерстициях между зернами сфалерита. Халькопирит присутствует также в виде эмульсионных включений, часто распределенных вдоль зональности сфалерита. Пирит образует рассеянную вкрапленность в сфалерите и представлен мелкими хорошо ограненными зернами кубического или кубооктаэдрического габитуса, часто скелетной формы.

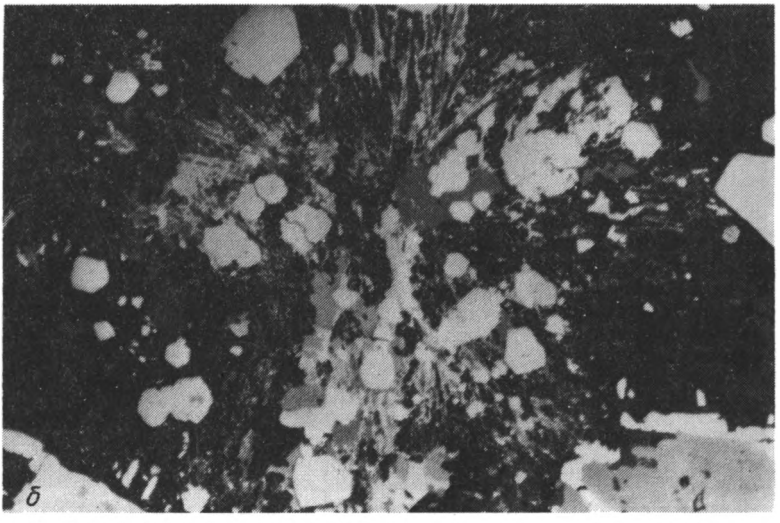
В отдельных случаях наблюдались обломки брекчированных полиметаллических руд с прожилками метаколлоидного пирита или карбонатными прожилками с густой вкрапленностью мелкокристаллического пирита, которые не распространяются за пределы обломка. Присутствие таких обломков является свидетельством того, что процессы брекчирования и цементации в залежи сплошных руд осуществлялись до ее захоронения перекрывающими породами. В обломках медных существенно халькопиритовых руд помимо халькопирита присутствуют кольцевые агрегаты пирита и ксеноморфные выделения блеклой руды.

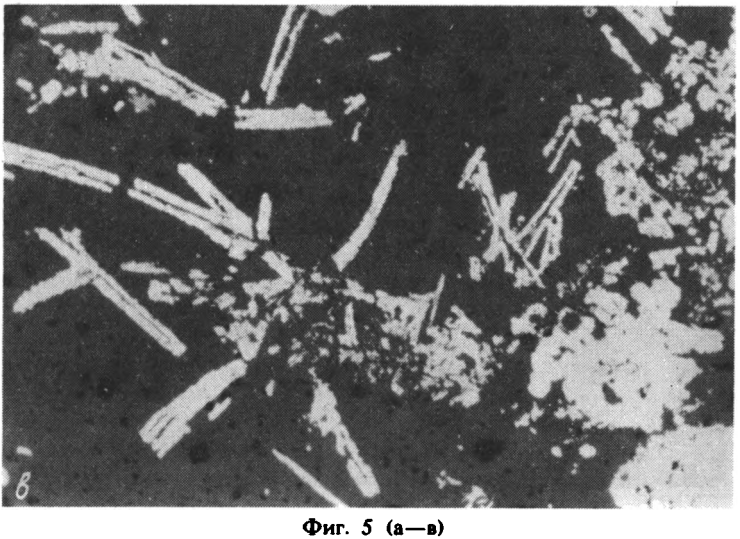
Существенно пиритовые обломки состоят из тонкозернистого метаколлоидного пирита с концентрической зональностью. В небольшом количестве в них присутствуют халькопирит, сфалерит, галенит, блеклая руда, участвующие в строении зональных агрегатов пирита, либо выполняющие интерстиции в его перекристаллизованных участках.

Во всех разновидностях обломочных руд присутствуют кристаллокласты пирита и сфалерита. Наиболее распространены они в слоистых рудах, где слагают практически всю массу обломочного рудного материала. Пиритовые кристаллокласты представлены хорошо ограниченными по кубу или пентагондодекаэдру зернами размером 1—2 мм, в которых при травлении выявляется зональность роста, ориентировка которой соответствует кристаллической огранке. Подавляющее большинство этих зерен не обнаруживает признаков окатывания или обламывания, благодаря чему они более похожи на метакристаллы, нежели на обломки. Лишь в редких случаях заметно срезание зональности роста внешними границами зерен, что указывает на обламывание кристаллокластов, вероятно, в процессе их переноса (фиг. 5, *а*).

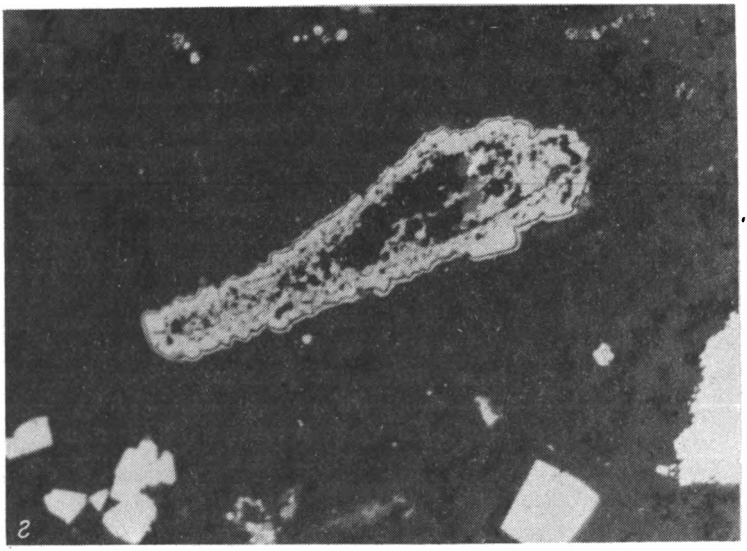
Кристаллокласты сфалерита представлены изометричными зернами (реже их сростками) размером до 2—3 мм, в которых заметна зональность роста такого же облика, как и в сфалеритах из обломков полиметаллических руд. Кроме того, здесь отмечены включения галенита. В данном случае чаще наблюдается срезание зональности границами кристаллокластов.

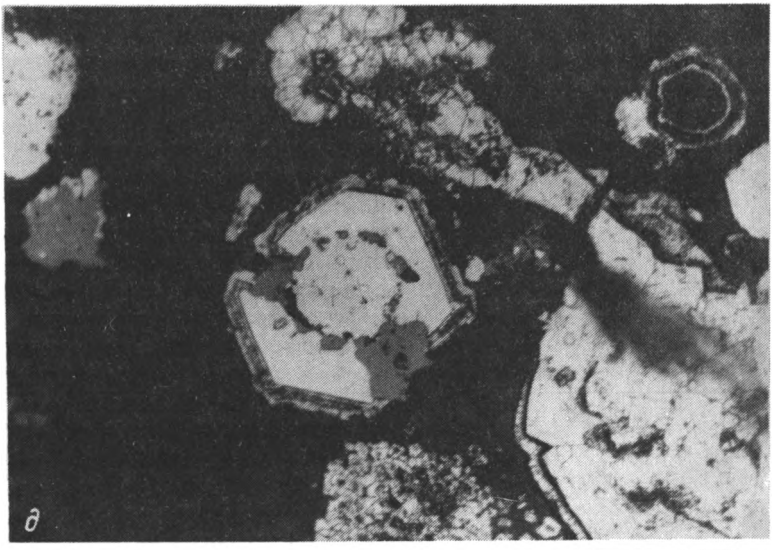
В разновидностях обвальных обломочных руд с гидротермальным рудным цементом последний состоит из смеси карбоната, кварца, барита и сульфидов — пирита, марказита, сфалерита и халькопирита. Марказит и замещающий его пирит морфологически разнообразны. Они могут быть представлены фрамбоидами и их колониями, крупнозернистыми землистыми массами, агрегатами из очень мелких концентрических зональных сфероидов, ритмично зональными сферои-

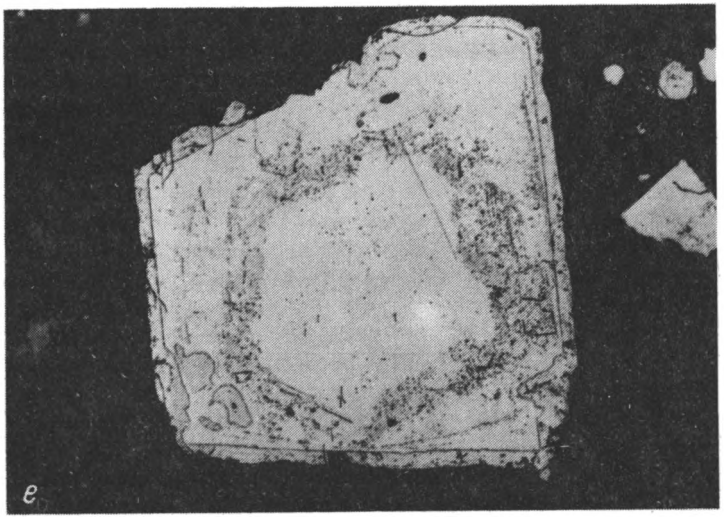




Фиг. 5 (а—в)







Фиг. 5 (г—е)

дами, в строении которых помимо пирита могут участвовать галенит, сфалерит, халькопирит, кварц и тонкодисперсная жильная масса (см. фиг. 5, *д*), радикально-лучистыми образованиями (см. фиг. 5, *б*), футлярообразными пластинчатыми выделениями (см. фиг. 5, *в*), псевдоморфозами по органическим остаткам (см. фиг. 5, *г*). Помимо отмеченных зональных срастаний с пиритом, сфалерит, халькопирит и галенит выполняют интерстиции между жильными минералами.

Метаколлоидный пирит встречен также в алевритовых прослоях среди слоистых тонкообломочных руд, где образует цепочки из мелких фрамбоидов, вытянутые вдоль напластования.

В некоторых образцах слоистых руд отчетливо заметны следы жизнедеятельности придонных организмов в виде парных параллельных полосок органического вещества. Возможно, это стенки ходов червей. В этих же образцах присутствуют многочисленные псевдоморфозы марказита по неопределенным органическим остаткам, возможно по костям рыб (см. фиг. 5, *г*). Минералы цемента отчетливо корродируют как крупные, так и мелкие рудные обломки и залечивают в них трещины (см. фиг. 5, *д*). Благодаря этому поверхность некоторых обломков приобретает пилообразную форму. Кристаллокласты пирита часто обрастают тонкими каймами марказита с гребенчатой структурой (см. фиг. 5, *д*, *е*). Иногда встречаются зональные каймы нарастания, состоящие из чередующихся зон кварца и марказита.

В обломочных рудах местами отчетливо видны следы воздействия ориентированного давления, выраженные слабым рассланцеванием алевропелитового материала и развитием так называемых теней давления возле некоторых кристаллокластов пирита, реже сфалерита, которые образованы каемками волокнистого кварца, нарастающими на обломки параллельно направлению сланцеватости. При травлении в обломках сфалерита из таких образцов проявляются волосовидные двойники давления.

Как отмечалось выше, присутствующие во всех обломочных рудах кристаллокласты зонального пирита могут быть приняты за метакристаллы благодаря почти полному отсутствию признаков окатывания и обламывания. В связи с этим было проведено сравнительное изучение геохимических особенностей этих пиритов и метаколлоидных пиритов из цемента обломочных руд на лазерном микроанализаторе ЛМА-10. Результаты исследований (таблица) показывают, что пириты цемента отличаются от пиритовых кристаллокластов обогащенностью свинцом, мышьяком, серебром и марганцем, что характерно для поздних генераций пиритов большинства колчеданных месторождений. Были проанализированы также пириты из карбонат-пиритовых прожилков, рассекающих обломки брекчированных полиметаллических существенно сфалеритовых руд. Геохимически они близки к метаколлоидным пиритам цемента обломочных руд, отличаясь от последних только присутствием бария и повышенным содержанием серебра.

Фиг. 5. Микрофотографии рудных минералов полиметаллических руд Корбалихинского месторождения

а — обломочные кристаллокласты пирита (белое) с хорошо заметной зональностью роста, черное — жильная масса, полированный шлиф, увел. 250, протравлено азотной кислотой, скв. 492 (624,1 м); *б* — радиально-лучистый агрегат марказита (белое) в цементирующей жильной массе (черное), содержащей мелкие кристаллокласты пирита (белое); серое — сфалерит; светло-серое — халькопирит, полированный шлиф, увел. 250, скв. 492 (623,3 м); *в* — футлярообразные пластинчатые выделения марказита (белое) в жильной массе (черное), полированный шлиф, увел. 500, скв. 406 (586,7 м); *г* — псевдоморфоза марказита (белое) по органическому остатку (предположительно по кости рыбы), черное — алевролит, полированный шлиф, увел. 500, скв. 496а (672 м); *д* — кристаллокласт пирита (белое) пентагондодекаэдрического габитуса, корродируемый сфалеритом (серое); отчетливо видна каемка более позднего марказита; в верхнем правом углу зональный агрегат метаколлоидного марказита и тонкодисперсной жильной массы, полированный шлиф, увел. 250, протравлено азотной кислотой, скв. 406 (611,15 м); *е* — кристаллокласты пирита (белое) с наросшими каемками марказита, черное — жильная масса, полированный шлиф, увел. 250, протравлено азотной кислотой, скв. 496а (672,95 м)

Геохимические особенности пиритов из обломочных руд

Номера образцов	Cu	Zn	Pb	Ag	Sb	As	Mn	Ni	Co	Ba
Кристаллокласты пирита										
1	0,03	—	0,3	70	—	—	0,3	0,007	0,007	—
2	—	—	0,03	—	—	—	0,01	—	Следы	—
3	0,003	—	0,01	—	—	—	0,01	—	0,01	—
4	>1	1	0,03	70	—	—	0,01	—	0,02	—
5	0,1	—	0,03	—	—	—	—	—	Следы	—
6	0,03	—	0,05	15	—	—	—	—	»	—
7	—	—	0,01	—	—	—	—	—	—	—
8	—	—	0,3	10	—	—	—	0,007	Следы	—
Метаколлоидный пирит цемента										
1	0,3	—	0,5	70	—	—	0,3	0,007	0,007	—
2	1	0,05	1	100—150	—	0,1	0,2	0,03	0,007	—
3	0,2	—	0,3	70	—	—	0,1	0,02	Следы	—
4	0,07	—	0,01	—	—	—	0,03	—	0,01	—
5	0,01	—	—	—	—	—	—	Следы	0,02	—
6	0,05	—	0,03	30	—	0,1	0,1	»	Следы	—
7	0,1	—	0,1	70	—	<0,1	0,1	—	—	—
8	0,07	—	0,1	70	—	0,5	0,1	0,007	—	—
9	0,2	—	0,01	—	—	—	0,05	—	—	—
10	0,7	—	1	80	—	—	0,07	0,1	—	—
11	0,1	—	0,03	—	—	—	0,06	—	—	—
12	0,5	0,2	≥1	100	—	<0,1	0,2	—	—	—
13	1	<0,1	0,03	1000	0,3	<0,1	0,01	—	Следы	—
14	>1	0,1	≥1	300	0,5	0,1	0,1	—	—	—
Пирит из прожилков в обломках полиметаллических руд										
1	1	0,1	—	1000	0,3	1	0,3	—	0,007	0,1
2	0,3	—	≥1	150	—	0,3	0,3	—	—	>1

Примечание. Содержание Ag приведено в г/т, остальных элементов — в процентах. Анализы выполнены Н. Г. Коренновой.

Все эти данные указывают на то, что все разновидности сплошных руд с присущими им особенностями строения и состава, а также минерализованные хлоритолиты присутствуют в виде рудокластов в обломочных рудах. Это позволяет предположить, что сплошные руды и подстилающие их хлоритолиты сформировались практически субсинхронно с вмещающими их породами. Однако нельзя исключить возможности проявления более поздних стадий гидротермальной деятельности после излияния перекрывающих рудоносный горизонт базальтовых лав, что предполагается В. М. Чекалиным [11].

* * *

1. Залежь сплошных сульфидных руд Корбалихинского месторождения накапливалась у подножия склона подводного палеовулкана в условиях расчлененного палеорельефа, обусловившего фациальное многообразие рудовмещающих вулканогенно-осадочных пород.

2. Основным элементом палеорельефа является ущелье, протягивающееся в юго-восточном направлении от залежи сплошных руд Корбалихинского месторождения.

3. Сейсмическая активность и подводное выветривание обусловили частичное разрушение сплошных руд. Обломочный рудный материал концентрировался в русловой части ущелья, по мере удаления от источника сноса обвальные рудные

брекчии постепенно сменяются проксимальными рудными турбидитами с возрастающей примесью нерудного обломочного материала.

4. Сходство текстур, характера осадкообразующих компонентов и особенностей латерального распределения близких по гранулометрическому составу разновидностей пород и обломочных руд указывает на генетическое единство условий накопления.

5. Присутствие в обломочном рудном материале практически всех разновидностей сплошных руд, а также подрудных хлоритолитов, указывает на субсинхронное накопление залежи сплошных руд и вмещающих пород.

6. Разрушение и размыв залежи сплошных руд осуществлялись на фоне продолжающейся гидротермальной деятельности, на что указывает гидротермальная цементация рудных обломков в обвальных брекчиях вблизи залежи сплошных руд.

Работа выполнена по теме на средства Комитета Российской Федерации по геологии и использованию недр (РОСКОМНЕДРА).

Список литературы

1. *Гаськов И. В., Дистанов Ф. Г., Миронова Н. Ю. и др.* Колчеданно-полиметаллические месторождения верхнего девона северо-западной части Рудного Алтая. Новосибирск: Наука, 1991. 71 с.
2. *Гаськов И. В., Миронова Н. Ю.* Генетическая модель верхнедевонских колчеданно-полиметаллических месторождений северо-западной части Рудного Алтая//Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука. 1988. С. 98—107.
3. *Дмитриев В. П.* Геологическое строение и размещение оруденения на Корбалихинском месторождении//Вестн. Зап.-Сиб. и Новосиб. ГУ. 1963. № 2. С. 45—58.
4. *Злотник-Хоткевич А. Г.* Диагенетическое преобразование колчеданных руд//Геология руд. месторождений. 1992. № 2. С. 83—98.
5. *Крейтер И. В., Кузнецов В. В., Пугачева И. П. и др.* Геология и условия формирования Корбалихинского колчеданно-полиметаллического месторождения (Рудный Алтай)//Геология руд. месторождений. 1982. № 5. С. 37—40.
6. *Кэри С., Сигурдссон Х.* Модель вулканогенной седиментации в окраинных бассейнах//Геология окраинных бассейнов. Пер. с англ./Под ред. Б. П. Кокелаара, М. Ф. Хауэлса. М.: Мир, 1987. С. 52—64.
7. *Малеев Е. Ф.* Вулканиты: Справочник. М.: Недра, 1980. 240 с.
8. *Пугачева И. П., Филатов Е. И., Колдаева Т. Г.* Девонская вулкано-плутоническая ассоциация Рудного Алтая (на примере Змеиногорского рудного района)//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 11. С. 45—54.
9. *Филатов Е. И., Пугачева И. П., Крейтер И. В. и др.* Геологические условия размещения колчеданно-полиметаллического оруденения в Змеиногорском районе (Рудный Алтай)//Изв. вузов. Геология и разведка. 1981. № 4. С. 78—83.
10. *Чекалин В. М.* Генетические особенности Корбалихинского колчеданно-полиметаллического месторождения (Рудный Алтай)//Металлогения Урало-Монгольского складчатого пояса (Тезисы сообщ. X Всесоюз. металлогенетического совещания, 7—9.09.83 г. в г. Алма-Ате). Т. IV. 1983. Наука. Каз.ССР. С. 106.
11. *Чекалин В. М.* Геолого-генетическая модель Корбалихинского месторождения полиметаллических и колчеданных руд на Рудном Алтае//Геология и геофизика. 1985. № 8. С. 78—91.
12. *Ямада Э.* Подводные пирокластические потоки: развитие и отложение//Геология окраинных бассейнов: Пер. с англ./Под ред. Б. П. Кокелаара, М. Ф. Хауэлса. М.: Мир, 1987. С. 52—64.
13. *Ярош П. Я.* Диагенез и метаморфизм колчеданных руд на Урале. М.: Наука, 1973. 160 с.
14. *Wright J. V., Mutti E.* The Dali ash, island of Rhodos, Greece: a problem in interpretation submarine, volcanogenic sediments//Bull. Volcanol. 1981. V. 44. P. 153—167.

ЦНИГРИ, Москва

Поступила в редакцию
17.V.1993

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 2, 1994

УДК 553.411.072(470.3)

© 1994 Константиновский А. А.

К ПРОБЛЕМЕ ОБНАРУЖЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА В ДРЕВНИХ КОНГЛОМЕРАТАХ РОССИИ

Рассмотрены докембрийские и палеозойские золотосодержащие конгломераты различных регионов Восточно-Европейской и Сибирской платформ и их складчатого обрамления. Установлено принципиальное сходство геологических обстановок их размещения, типов рудоносных терригенных формаций, строения и состава рудоносных пластов с золотоносными конгломератами известных зарубежных объектов. Это указывает на благоприятные условия для концентрации золота в конгломератах изученных регионов. Разработаны принципы разбраковки обширных территорий и выделения в их пределах локальных площадей, перспективных на обнаружение месторождений золота. Показано, что золотая минерализация имеет почти повсеместно четкий стратиграфический и литологический контроль, что свидетельствует о первично россыпном ее генезисе. Ремобилизация и перераспределение металла в конгломератах, как и на зарубежных объектах, имеют место, но проявлены сугубо локально.

Крупнейшие в мире месторождения золота приурочены, как известно, к древним конгломератам. Золоту в них часто сопутствуют уран, иридий, осмий, редкие металлы, серебро (примесь в золоте), алмазы. Богатство золотом, комплексный характер руд и ряд нерешенных вопросов генезиса месторождений объясняют неослабевающий интерес к проблеме происхождения и поисков рудоносных конгломератов. Крупнейшим объектом является Витватерсранд в ЮАР, из рудоносных горизонтов которого за минувшие 100 лет добыто около 40 000 т золота (не менее трети всего золота, добытого человечеством) и большое число сопутствующих ценных компонентов [36] (табл. 1).

Кроме Южной Африки золотоносные конгломераты эксплуатировались в разное время в Гане (рудный район Тарква), Бразилии (рудное поле Жакобина), Австралии (рудный район Наллагайн), США (рудное поле Лэд на поднятии Блэк-Хиллс в Южной Дакоте) [13, 19—21, 23, 24, 26, 28, 29, 33, 39, 40]. Однако по продуктивности все они уступают уникальному рудному району Витватерсранд с его шестью урано-золотоносными полями и 122 рудниками-месторождениями [1, 6, 13, 19, 31, 34—38, 42]. На современной стадии изученности это редкий тип месторождений, хотя конгломераты со сходной минерализацией, но невысокими содержаниями металла обнаружены на большинстве добайкальских платформ и в их обрамлении [1, 3, 8, 18—20, 41 и др.].

Обобщение данных по зарубежным месторождениям позволяет кратко охарактеризовать следующие основные их особенности.

1. Промышленно золотоносные конгломераты имеют главным образом раннедокембрийский возраст (2,3—2,7 млрд. лет) и приурочены к чехлам стабильных геоблоков (кратонов или протоплатформ), в меньшей мере — к обрамляющим мобильным поясам. Основные питающие комплексы при их формировании — архейские, отчасти раннепротерозойские гранит-зеленокаменные при участии углеродистых терригенно-сланцевых с рассредоточенной золоторудной минерализацией (большое число проявлений и мелких месторождений при отсутствии крупных объектов).

Таблица 1

Стоимость минеральной продукции Витватерсранда по [36]*

Продукт	Стоимость, млн. долл.	Проценты
Золото	31557,492	92,98
Уран	2183,777	6,43
Серебро**	109,856	0,32
Пирит***	79,149	0,23
Платиноиды	11,402	0,03
Алмазы	0,019	0,01
Всего	33941,695	100,00

* Количественные соотношения стоимостей продукции до настоящего времени принципиально не изменились.

** Серебро находится в виде примеси в золоте.

*** Пирит используется для производства серной кислоты.

2. Золотое оруденение имеет, как правило, четкий стратиграфический, литологический, в меньшей мере структурный контроль. Рудоносные конгломератсодержащие формации приурочены к основанию, реже к верхам тектоноседиментационных циклов, распространены по краям осадочных бассейнов, особенно вдоль крутых бортов, осложненных ступенчатыми сбросами или флексурами, и характеризуются высокозрелым, существенно кварцевым составом. В прибортовых частях палеобассейнов золотоносные конгломераты приурочены к определенным типам терригенных фаций: флювиальных веерных конусов над опущенными блоками фундамента, стабильных прибрежных зон и переуглубленных приустьевых частей древних долин. Минерализованы «рифы» — выдержанные маломощные (~15—25 м) пачки переслаивания мелко- и среднегалечных кварцевых и кремнисто-кварцевых конгломератов, пудингов, косослоистых кварцитопесчаников и гравелитов. В составе рифов промышленно золотоносны (5—10 г/т и более) лишь единичные тонкие (0,05—0,5 м) прослои хорошо сортированных конгломератов со следами неоднократного перемыва — «рудиты» или «банкеты». Между собой рифы разделены более мощными пачками кварцитопесчаников, иногда со сланцами. Золото в рудитах находится в цементе и приурочено к подошве прослоев, либо вместе с тяжелыми кластогенными минералами — к передовым слойкам косослоистых серий в пудингах и гравелитах.

3. Частицы золота в конгломератах, как правило, очень мелкие (0,01—0,1 мм), высокой пробы (900—1000), большей частью перекристаллизованные. Золото нередко образует псевдоморфозы по сопутствующим минералам, облекает их пленками или образует «просечки» на границе цемент — галька. Однако даже в нижнедокембрийских метаморфизованных конгломератах всегда присутствуют в небольшом числе реликтовые золотинки с признаками первично россыпного генезиса, в том числе с «закатанными» в их краях цирконом, хромитом и другими кластогенными минералами [1, 4, 19, 30, 35, 36, 43]. Фоновое содержание металла в рифах золотоносных полей, не считая рудитов, составляет 0,1—0,9 г/т.

4. Секущие по отношению к рифам золотоносные тела встречаются редко, и их продуктивность сильно уступает стратиформным залежам. Они чаще встречаются на объектах, где конгломератсодержащие формации испытали зональный метаморфизм средней ступени и, в особенности, локальную гранитизацию — как на месторождениях Сьерра-Бранко, Морро-де-Вента и Жоао Бело в поле Жакобина.

На территории бывшего СССР проблема обнаружения месторождений золота в конгломератах не решена, поскольку к настоящему времени выявлены лишь единичные объекты, экономическое значение которых не определено. Несмотря на их обнаружение, среди отечественных геологов сохраняется традиционно

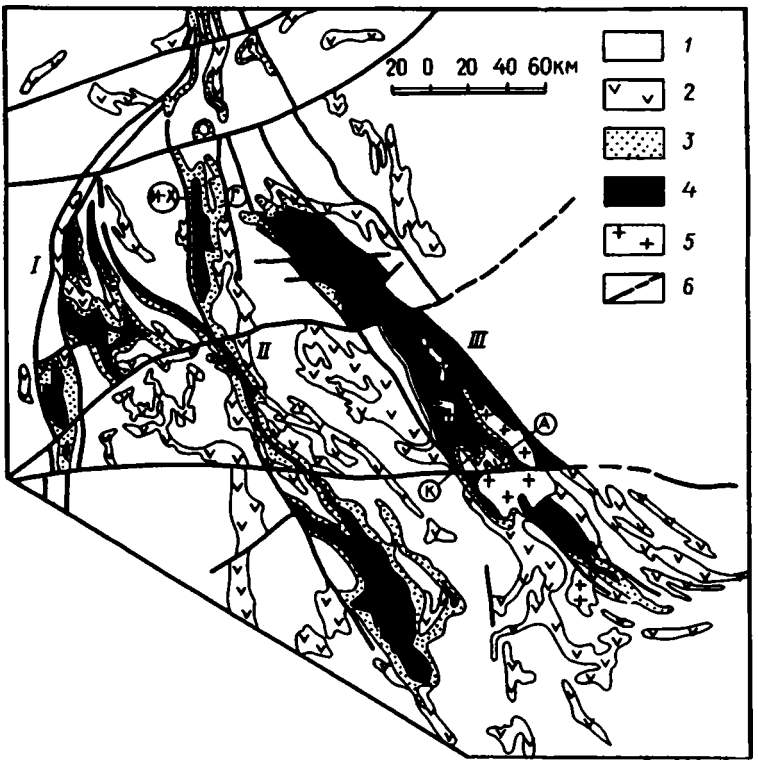
отрицательное отношение к изучению данной проблемы. Это связано прежде всего с отсутствием в нашей стране на сегодняшний день промышленно значимых месторождений золотоносных конгломератов и с представлением о том, что такие конгломераты настолько редки и, если не уникальный тип месторождений, что для их прогноза и поисков в России и на всей территории бывшего СССР нет достаточных оснований.

Однако с таким негативным отношением к проблеме трудно согласиться. Предпринятое обобщение и сравнительный анализ имеющихся материалов по России с промышленными зарубежными объектами убеждают в том, что редкость данного типа месторождений связана не столько с их своеобразием, сколько со слабой изученностью и опоискованностью конгломератов. Достаточно отметить, что на целесообразность продолжения исследований указывает существование большого числа проявлений золота, нередко с сопутствующими алмазами, редкометальными, титансодержащими минералами и другими ценными компонентами в конгломератах докембрия и палеозоя ряда регионов бывшего СССР, в основном России. Изучением проблемы обнаружения в нашей стране золотоносных конгломератов в разные годы занимались Г. П. Воларович, В. С. Войтович, Л. М. Ганжа, П. К. Дементьев, Ю. Н. Дерюгин, А. М. Дружинин, А. П. Дьяченко, Т. П. Жаднова, О. Н. Захарова, Д. К. Зегебарт, Ю. П. Ивенсен, Н. Д. Кононов, В. Н. Котляр, Б. Л. Кошелев, Ф. П. Кренделев, В. А. Кудрявцев, В. И. Левин, Т. В. Мещерина, И. В. Михайлов, А. П. Мордвин, В. З. Негруца, В. С. Озеров, Г. В. Писемский, И. С. Рожков, В. А. Савельев, Ю. И. Симонов, А. В. Синицын, В. В. Ушков, Г. Х. Файнштейн, А. Е. Цаплин, В. М. Чайка, Б. Р. Шпунт, Л. А. Ячевский, автор настоящей статьи и др.

В результате проведенных исследований выделено значительное число регионов с проявлениями золота в нижнепротерозойских, рифейских, вендских и палеозойских конгломератах (мезозойские и третичные конгломераты и галечники в данной статье не рассматриваются). Большинство из них обнаруживает сходство с зарубежными промышленными объектами, что с учетом выявленных содержаний металла позволяет рассчитывать на открытие месторождений золота.

ХАРАКТЕРИСТИКА ЗОЛОТОНОСНЫХ РЕГИОНОВ

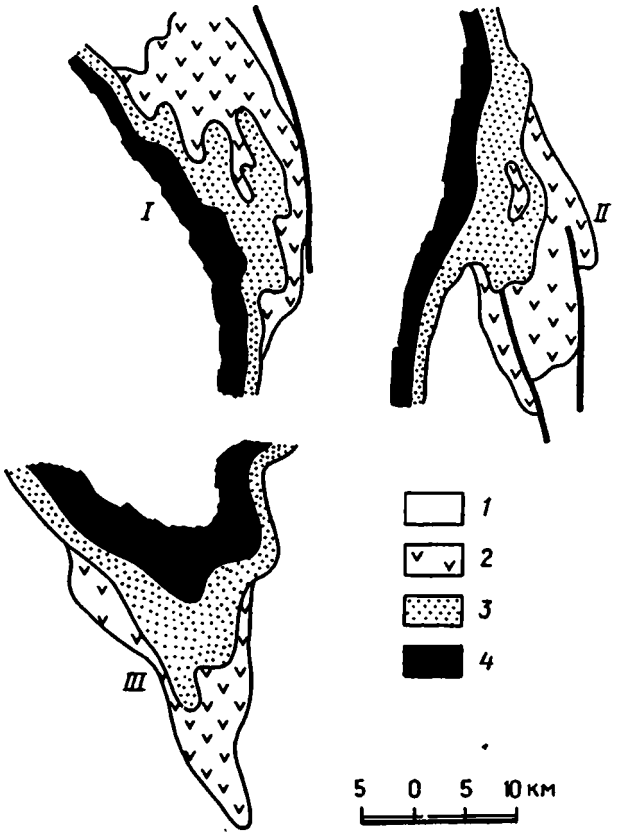
Блок КМА Воронежского массива. В тектоническом отношении этот регион представляет собой типичный архейский гранит-зеленокаменный кратон, расчлененный тремя раннепротерозойскими синклинорными зонами и перекрытый чехлом (70—250 м) палеозойских и мезозойских отложений. Золотосодержащие конгломераты обнаружены в базальной терригенной толще (стойленской свите) мощного (5—7 км) железорудно-сланцевого миогеосинклинального комплекса, развитого в указанных зонах. Последние имеют северо-западное простирание и большую протяженность (фиг. 1). Крупецко-Рыльская прослежена по данным бурения и геофизики на 170 км, Белгородско-Михайловская — 350 км, Алексеевско-Воронецкая — на 385 км. Ширина каждой колеблется от 6 до 50 км. Углы падения на крыльях крутые, вплоть до опрокинутых. Потенциально золотоносная формация — стойленская свита, начинающая разрез нижнепротерозойского комплекса, по косвенным данным имеет возраст 2,6 млрд. лет. Она плащеобразно развита во всех трех зонах и с угловым несогласием, местами с корой выветривания в основании залегает на архейском фундаменте, в котором установлены коренные источники золота. Как и в обрамлении впадины Витватерсранд последние приурочены главным образом к зеленокаменным поясам, реже к прорывающим гранитоидам. Золото находится в зонах сульфидно-кварцевой минерализации в коматиитах, метабазитах, порфироидах, гранитах, а также в кварцевых жилах и прожилках [2, 7, 14, 18].



Фиг. 1. Схема расположения раннепротерозойских синклинорных зон КМА (по материалам объединения Центргеология, упрощено)

1—2 — архейский гранит-зеленокаменный фундамент (*1* — гранито-гнейсы, *2* — зеленокаменные пояса с проявлениями золоторудной минерализации); *3—4* — нижнепротерозойский протомиогеосинклинальный комплекс (*3* — стойленская свита, вмещающая конгломераты с проявлениями золота, *4* — железистые кварциты, углеродистые филлиты, слюдяные сланцы, мраморы, метапесчаники); *5* — раннепротерозойские интрузии; *6* — разрывные нарушения достоверные (сплошная линия) и предполагаемые (пунктир); *I—III* — синклинорные зоны (*I* — Крупецко-Рыльская, *II* — Белгородско-Михайловская, *III* — Алексеевско-Воронецкая). Единичные изученные участки с увеличенной мощностью базальной конгломератсодержащей пачки стойленской свиты: К — Коробковский, А — Александровский, Г — Гремячинский, И—Х — смежные Игнатеевский и Хальзеевский

Стойленская свита сложена светло-серыми кварцитами и кварцито-песчаниками, в верхах разреза переслаивающимися со слюдяными сланцами с гранатом, ставролитом, силлиманитом. Мощность резко колеблется от 40 до 1500 м. Конгломераты слагают многочисленные линзовидные прослои в низах разреза. Галька в них мелкая и средняя, почти исключительно кварцевая. В цементе присутствуют кварц, серицит, фуксит, реже хлорит, пирофиллит, хлоритоид. Мощность базальной конгломератсодержащей пачки изменяется пропорционально изменению общей мощности свиты, сильно возрастая (до 550 м) над межкупольными зеленокаменными прогибами фундамента. Ширина линзовидных раздувов 10—20 км (фиг. 2). На примерах единичных изученных участков с резко увеличенной мощностью базальной пачки (см. фиг. 1) нами установлено преобладающее развитие в их пределах фаций флювиальных (главным образом аллювиальных) веерных конусов с полициклически построенным разрезом. Режим локальных конседиментационных погружений и тип фаций свидетельствуют о большом сходстве рассматриваемых участков с золотоносными полями Витватерсранда. Однако имеются и отличия: разрез конусов здесь не регрессивный, как в Витватерсранде, благоприятный (по [19]) для накопления больших масс первично седиментогенного (в значительной мере россыпного) золота, а трансгрессивный,



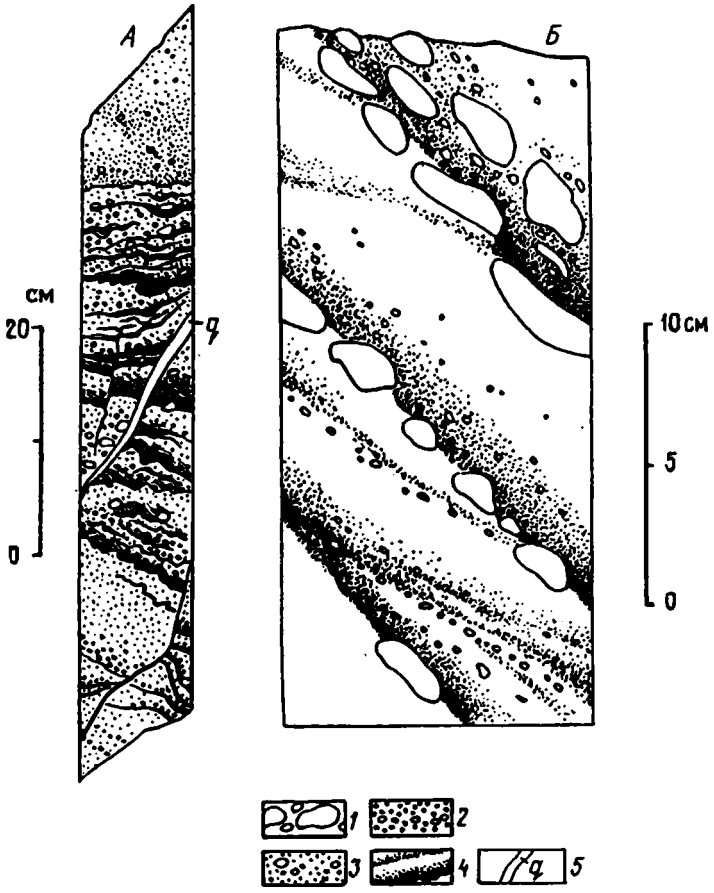
Фиг. 2. Типичные участки «раздувов» мощности стойленской свиты и ее базальной конгломератсодержащей пачки над погруженными блоками архейского фундамента (в современной структуре)

1—2 — архейский фундамент (*1* — гранито-гнейсы, *2* — зеленокаменный комплекс); *3—4* — нижнепротерозойский протомиогеосинклинальный комплекс (*3* — стойленская свита с золотосодержащими конгломератами в базальной пачке, *4* — железистые кварциты коробковской свиты); *I—III* — перспективные участки — потенциально золотоносные поля, различающиеся деталями современной структуры (*I—II* — на восточном крыле Михайловского синклинория, *III* — на южном замыкании Белгородского синклинория Белгородско-Михайловской синклинорной зоны)

что снижает перспективы конгломератов КМА. На крыльях синклинорных зон нами в результате анализа мелко- и среднемасштабных геологических карт фундамента предварительно выделено большое число таких потенциально золотоносных полей. На разделяющих приподнятых участках над гранитогнейсовыми блоково-купольными структурами базальная пачка стойленской свиты резко сокращается в мощности и местами выклинивается. Здесь в отличие от погруженных участков преобладают фации песчано-галечных пляжей. Судя по известным месторождениям, они относительно менее перспективны.

Состав конгломератов также свидетельствует об их большом сходстве с одновозрастными урано-золотоносными рифами Витватерсранда. Те и другие принадлежат к древнему, редко встречающемуся сульфидно-урановому типу рудоносных формаций [1]. На это указывает, во-первых, обилие мелких изометричных,

[1] Среди рудоносных формаций с конгломератами на территории России по ассоциациям тяжелых минералов и породным парагенезам нами ранее выделены четыре типа: сульфидно-урановый, магнетит-мартитовый, гематитовый и маложелезистый. Типы последовательно сменяли друг друга — от раннего докембрия с его бедной свободным кислородом атмосферой [6, 8, 20, 27] к позднему с возрастанием роли оксидных ассоциаций. Их смена отражает общую эволюцию седиментогенеза в геологической истории. С нею связана тенденция к снижению продуктивности золотоносных конгломератов [8, 22].



Фиг. 3. Косая слоистость в пудингах базальной пачки стойленской свиты, подчеркнутая послойными скоплениями мелких зерен пирита и пирротина

1 — «цепочки» мелкой и средней кварцевой гальки в пудингах; *2* — кварцевые гравелиты с фукситом и рассеянными зернами голубого и синего кварца; *3* — косослоистый пудинг; *4* — послойные скопления мелких округлых зерен пирита и пирротина (естественный «желтый» шлих); *5* — секущий прожилок кварца (слабозолотоносного); *А*, *Б* — фрагменты керна соответственно с Коробковского и Александровского участков (кернохранилище Белгородской экспедиции)

часто округлых зерен пирита и пирротина в цементе, своим расположением подчеркивающих текстуру пород (фиг. 3) и в то же время никак не реагирующих на трещины кливажа. Во-вторых, повышенная радиоактивность конгломератовых пластов, обусловленная присутствием в цементе мелких (0,05—0,07 мм) зерен кристаллического уранинита [18]. Кроме господствующих сульфидов в них, как и в рифах Витватерсранда, много (местами до 65 кг/т) циркона, лейкоксена и хромита (данные Л. М. Ганжи).

Золотоносность конгломератов изучена крайне слабо и неравномерно. Опробованы в основном лишь единичные локальные участки. При этом впервые установлена общая особенность — содержание золота в большей части проб на два порядка выше кларковых в обломочных породах и измеряется десятыми долями грамма на тонну. Важно подчеркнуть, что примерно такое же фоновое содержание установлено в рудоносных рифах полей Витватерсранда, Жакобины и Тарквы (без учета промышленно золотоносных рудитов, на что указывалось выше). На этом фоне в пределах изученных участков КМА имеется небольшое число проб с высокими содержаниями металла, равными или близкими к таковым в золотоносных рудитах зарубежных месторождений. Высокие содержания встре-

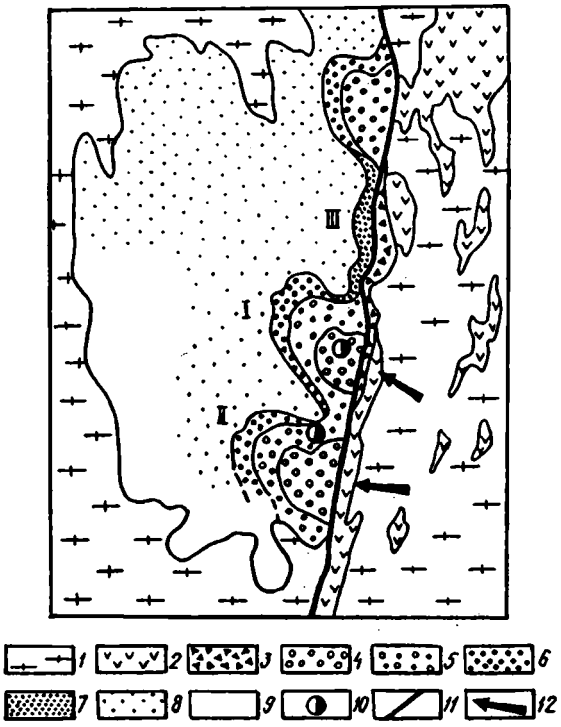
чаются спорадически и за пределами локальных участков — в скважинах, пройденных с иным целевым назначением и потому, в сущности, случайных [2, 7, 18]. Для части золотосодержащих пластов установлена приуроченность металла к их подошве (данные Г. В. Писемского). Золото пылевидное, неразличимое невооруженным глазом, высокопробное (930 и более). Лишь малая часть металла связана в пирите (до 3,3 г/т), пирротине (до 11,0 г/т) и слюдах заполнителя конгломератов (до 6,0 г/т).

Карельский массив представляет собой архейский гранит-зеленокаменный кратон в структуре Балтийского щита. Он отличается от блока КМА иными возрастными соотношениями зеленокаменного и гранито-гнейсового комплексов (последний здесь относительно более древний), а также принадлежностью нижнепротерозойских толщ к протоплатформенному чехлу. Чехол имеет большую (3—5 км) мощность и деформирован в широкие складки северо-западного простирания, осложненные продольными разломами. Золотосодержащие конгломераты залегают в его основании и средней части. Они принадлежат к двум типам рудоносных формаций.

К более древнему (2,5—2,7 млрд. лет) относятся радиоактивные пиритсодержащие олигомиктовые конгломераты, сходные с описанными в районе КМА. Они развиты в основании и средней части сумийского терригенно-вулканогенного комплекса, начинающего разрез протоплатформенного чехла и сходного по возрасту и занимаемой позиции с базальной толщей Доминион-Риф надгруппы Витватерсранд. Конгломераты этого типа в составе базальной окуневской (150—250 м) и вышележащей железноворотинской (до 220 м) свит обнажаются на крыльях Шомбозерской и Лехтинской грабен-синклинальных структур на севере Карельского массива. А. И. Леонтьевым, В. В. Ушаковым и другими исследователями в них обнаружено большое число проявлений золота с содержаниями около 1 г/т. Детальное изучение одного из них А. М. Дружининым показало наличие высоких содержаний в основании ряда конгломератовых пластов.

К относительно более молодому — магнетит-мартитовому типу формаций, сменившему во времени сульфидно-урановый, относятся конгломераты, залегающие в низах ятулийского комплекса с возрастом около 2,3 млрд. лет. Этот мощный, сложно построенный вулканогенно-осадочный комплекс, характеризующийся высокозрелым составом обломочных пород, несогласно перекрывает толщи сумия и залегающие на них вулканиты, сланцы и валунные конгломераты сариолия [3, 15, 25]. На крыльях структур он переходит на архейский фундамент. Для ятулийских конгломератов характерно обилие (до 140 кг/т) среди тяжелых минералов кластогенных магнетита и мартита, часто образующих слойки естественного «черного» шлиха и «шлейфы» за крупными гальками, указывающие на направление палеотечений. Перспективы золотоносности конгломератов магнетит-мартитового типа по сравнению с сульфидно-урановыми менее определенны. В настоящее время в мире обнаружен лишь один объект — Каарестунтури [32], и тот пока находится в стадии разведки. Он расположен на севере Финляндии и, что примечательно, на простирании Янгозерской, Лехтинской и Шомбозерской структур Карелии. Золотоносные кварцевые конгломераты этого объекта приурочены к низам ятулийского комплекса и местами содержат до 20 г/т золота близ подошвы пластов. Породы, как и в Карелии, насыщены мартитом и магнетитом.

Конгломераты с проявлениями золота приурочены к маймярвинской (100—450 м) и перекрывающей ее янгозерской (200—640 м) свитам в низах ятулийского комплекса — на том же стратиграфическом уровне, что и золотоносные конгломераты Каарестунтури. Обе свиты подобно базальной пачке стойленской свиты КМА по простиранию крыльев структур резко меняются в мощности, образуя раздувы над погруженными (в основном зеленокаменными) блоками архейского фундамента. На таких участках в их составе господствуют фации аллювиально-пролювиальных веерных конусов (фиг. 4), а на разделяющих более широких площадях с сокращенной мощностью — фации прибрежных аллювиальных равнин и морских галечных пляжей.



Фиг. 4. Литолого-фациальная схема отложений базальной пачки маймярвинской свиты (низы ятулийского комплекса) на восточном крыле Янгозерской структуры Карельского массива

1—2 — архейский фундамент (*1* — гранито-гнейсы, *2* — зеленокаменный комплекс — лопий с проявлениями золоторудной минерализации в метабазитах и полосчатых железистых кварцитах); *3* — грубообломочные конглобрекчии и филлиты сариолийского комплекса; *4—8* — базальная конгломератсодержащая пачка маймярвинской свиты (*4* — валунистые конгломераты головных — проксимальных частей веерных конусов, *5* — крупногалечные конгломераты средних частей веерных конусов, *6* — средне- и мелкогалечные конгломераты и гравелиты периферических — дистальных частей веерных конусов, наиболее благоприятные для концентрации золота, *7* — конгломераты и гравелиты древних пляжей, *8* — мелководные песчаные фации); *9* — отложения базальной пачки маймярвинской свиты, не вскрытые бурением; *10* — проявления золота в конгломератах с высокими содержаниями; *11* — конседиментационный палеосброс; *12* — направление сноса золотоносного обломочного материала; *I—III* — перспективные локальные площади (*I* — Маймярви, *II* — Совдозеро, *III* — Эннингилампи)

Базальная маймярвинская свита местами подстилается суббазальной энингиваарской свитой, развитой фрагментарно. Она сложена аркозовыми, реже кварцевыми метапесчаниками, гравелитами и пудингами, заполняющими палеодолины, врезанные на глубину до 150 м в породы субстрата — кристаллический фундамент и перекрывающие его отложения сумия и сариолия. В отличие от маймярвинской и янгозерской свит эта свита на золото не опробована.

Золотоносность конгломератов магнетит-мартитового типа изучена лучше, чем сульфидно-урановых, но в целом также недостаточно для оценки их перспектив. В разные годы В. З. Негруцей, В. В. Ушковым и другими исследователями обнаружено большое число проявлений золота в Койкарской, Лехтинской, Шомбозерской и, особенно, Янгозерской структурах [3, 15, 25]. Содержания металла в большинстве проявлений — сотые и десятые доли грамм на тонну. Но на детально опробованных участках в некоторых пластах установлены высокие концентрации металла. Это касается отложений аллювиально-пролювиальных веерных конусов на восточном крыле Янгозерской структуры (фиг. 4), реже — галечных пляжей (Койкарская структура).

Золото на большинстве проявлений пылевидное, высокопробное, тяготеющее к подошве пластов, особенно к углублениям поверхности основания конгломератов. В более широком плане его распределение отчетливо контролируется фациями веерных конусов и галечных пляжей (на примере Янгозерской структуры). Все это указывает на первично россыпной генезис золотой минерализации, как и на КМА. Однако в локальных зонах, где породы подверглись воздействию наложенных процессов с появлением хлорита, новообразованных кристаллов магнетита и т. п., появляются признаки ремобилизации и частичного переотложения золота. Как установлено В. З. Негруцей и В. В. Ушковым, его частицы при этом укрупняются (до 1—1,5 мм) либо группируются в «гроздья» диаметром 2—3 мм, сходные с описанными в рудитах Витватерсранда [36]. Появляются пленки золота, облекающие зерна сопутствующих минералов, а также «эмульсионное» золото в хлорите цемента конгломератов и пудингов. Проба сохраняется высокой (984—998). Общее содержание металла при этом заметно возрастает (проявление Ятулий-1).

Коренными источниками золота для конгломератов сульфидно-уранового типа служили зоны золото-сульфидно-кварцевой минерализации в метабазитах архейских зеленокаменных прогибов, в связанных с ними массивах габброидов и в горизонтах железистых кварцитов (особенно в так называемой сульфидной их фации). Для конгломератов магнетит-мартитового типа источниками золота кроме них служили и относительно более молодые золоторудные проявления в метавулканитах и углеродистых филлитах сумия и сариолия.

Средний Тиман. На поднятии Среднего Тимана (северо-восток Русской плиты) в результате исследований геологов Ухтинской экспедиции и ЦНИГРИ в нижних горизонтах платформенного чехла, несогласно перекрывающего байкальский складчатый фундамент, обнаружены мелкое россыпное золото и сопутствующие ему высокосортные алмазы, редкометальные, редкоземельные и титановые минералы [10—12, 17].

Коренные источники золота находятся в местном фундаменте. Это зоны прожилково-вкрапленной кварцево-сульфидной и сульфидной минерализации в углеродистых филлитах и алевросланцах рифейского и вендского (?) возраста, а также кварцевые жилы и прожилки. В немногочисленных изученных проявлениях содержания золота небольшие, но местами (север Цилемского Камня и Вымской гряды) они измеряются первыми граммами на тонну.

Россыпное золото присутствует в разновозрастных терригенных толщах низов платформенного чехла. В них практически полностью отсутствуют магнетит, мартит и гематит как кластогенные минералы, и потому они отнесены нами к рудоносным формациям маложелезистого типа.

В невысоких (преимущественно «знаковых») содержаниях золото установлено в красноцветных песках и песчаниках нижнего ордовика (?), заполняющих депрессии глубиной до 115 м и палеодолины на поверхности складчатого фундамента и вмещающих богатые титановые россыпи. Такие же содержания характерны для перекрывающих среднедевонских отложений — континентальной песчано-глинистой с залежами бокситов заостровской свиты (до 40 м). Ее нижние грубообломочные горизонты заполняют карстовые воронки. В вышележащей пижемской свите (до 415 м) также среднедевонского возраста — типичной мелководно-морской кварцево-песчаной формации золото присутствует в рассеянных по разрезу линзах кварцевых гравелитов и пудингов. Его содержания составляют сотые, реже десятые доли грамма на тонну. Лишь местами в тонких прерывистых базальных конгломератах содержание металла возрастает до 1 г/т. Все эти слабозолотоносные отложения развиты главным образом в разобщенных грабенообразных впадинах фундамента, сокращаясь в мощности и постепенно выклиниваясь на разделяющих палеоподнятиях.

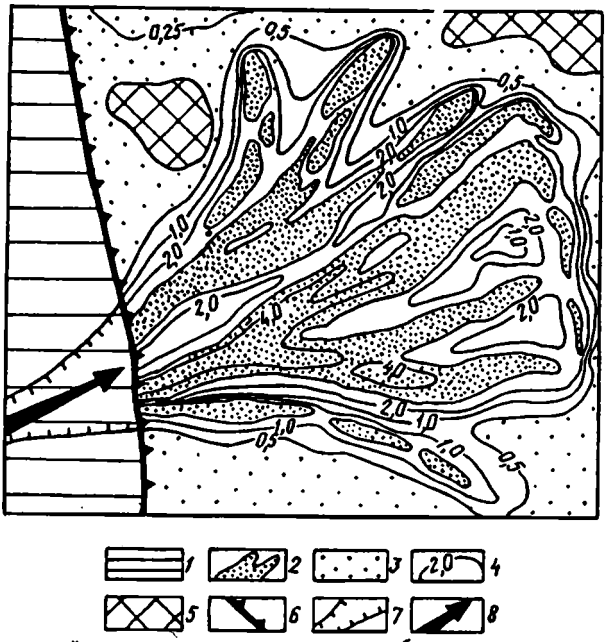
Главной золотоносной формацией является яранская свита верхнеживетского — нижнефранского возраста. Она развита в тех же впадинах, но шире распространена на склонах палеоподнятий, трансгрессивно срезая там более древние отложения

чехла. На фундаменте в ее основании сохранились фрагменты бокситоносной и каолиновой кор выветривания. Свита сложена сходными с пижемскими желтовато-белыми кварцевыми песками и слабо сцементированными песчаниками с крупной косой слоистостью дельтового и прибрежно-морского типов (перекрестной и однонаправленной диагональной, осложненной местами конволютной). Общая мощность свиты достигает 35 м. В отличие от пижемской в ее основании почти повсеместно залегает выдержанный горизонт слабо сцементированных мелкогалечных кварцевых конгломератов и гравелитов, переходящих местами в щебнистые осадочные брекчии. Линзовидные пласты этих пород переслаиваются с косослоистыми пудингами и песчаниками, реже с каолиновыми глинами и аргиллитами. Общая мощность базального горизонта колеблется от 0,2 до 9 м. Золото, а также сопутствующие ему алмазы и другие указанные выше минералы приурочены исключительно к этому горизонту.

Проявления с весовыми содержаниями металла и первые в России палеороссыпные месторождения в кварцевых конгломератах обнаружены в последние годы в небольшой (8×15 км) впадине близ северного окончания Вымской гряды — выступа байкальского фундамента. Фоновое содержание металла в базальном горизонте яранской свиты в этой впадине повышенное (в 48—55% керновых проб содержание золота 0,2—0,9 г/м^3). Нами совместно с О. Н. Захаровой в отложениях базального горизонта выделены золотоносные фации вдольбереговых баров и переработанных девонским морем небольших веерных конусов. Те и другие представляют собой линзовидные раздувы мощности продуктивного горизонта. На разделяющих широких промежутках развиты маломощные (<0,5 м) бедные золотом мелководно-морские фации, практически лишенные галечного материала.

Ширина золотоносных конусов составляет 1—3 км, мощность слагающих отложений — 3—5 м, редко 9 м. Конусы расположены цепочками вдоль подошвы древних структурных уступов по палеосбросам, рассекающим предъяранские отложения чехла. Их накопление происходило за счет привноса малыми водотоками золотоносного и алмазоносного материала с местных выступов байкальского фундамента с фрагментами маломощного чехла отложений нижнего ордовика (?) и пижемской свиты. Эти отложения, являясь промежуточными коллекторами россыпного золота, во время накопления яранской свиты играли важную роль в питании палеороссыпей. Подтверждением служит преобладание в базальном горизонте «изношенного» золота со следами интенсивной гипергенной переработки и пребывания в дояранских россыпях. Расчеты показывают, что несмотря на слабую золотоносность промежуточных коллекторов, при размыве даже небольших их фрагментов (5×10 км при мощности 15 м) высвобождалось большое количество металла, поступавшего затем в сферу древнего россыпеобразования.

Для фаций веерных конусов, как и для таковых Витватерсранда и Тарквы, характерно струйчатое веерообразное в плане распределение золота, сохранившееся несмотря на последующий за образованием конусов перемыв отложений в волноприбойной зоне (фиг. 5). Длина обогащенных «струй» первого порядка достигает 1,3 км при ширине 170—250 м. В изученных конусах их насчитывается по четыре—пять. Наиболее продуктивны струи, занимающие центральное положение (как и на конусах Тарквы [19, 40, 41]). Внутри них выделяются золоторосыпные тела второго и третьего порядков, разделенные обедненными промежутками. Содержания металла в них такие же, как в рудитах известных зарубежных месторождений. Золото сконцентрировано в базальном пласте продуктивного горизонта, залегающем на неровной, с глубокими «карманами» и трещинами поверхности алевросланцев байкальского фундамента или песчаников нижнего ордовика (?) и среднего девона (фиг. 6). Обогащение нижнего пласта, по-видимому, связано с просадкой золотин при частичном либо полном перемыве отложений древних конусов. Поэтому вышележащие прослои конгломератов и гравелитов в разрезе продуктивного горизонта беднее нижнего. Местами высокие содержания металла установлены нами и в песках, отделяющих базальный пласт



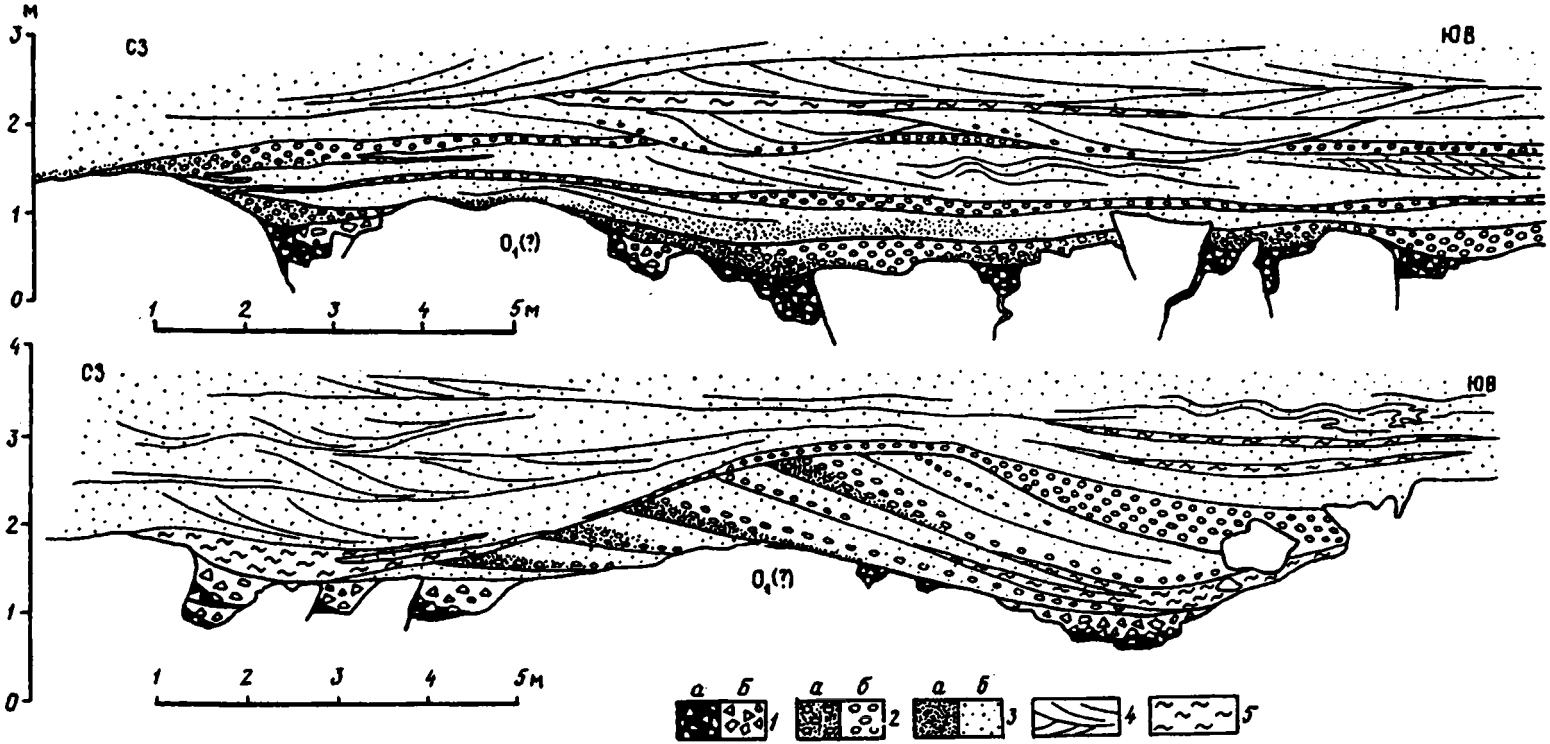
Фиг. 5. Веерообразно-струйчатое распределение золота в базальном горизонте яранской свиты на юго-западе локальной впадины близ северного окончания Вымской гряды Среднего Тимана

1 — палеоподнятие байкальского складчатого фундамента (после формирования яранской свиты трансгрессивно перекрытое отложениями верхнего девона); *2* — фации переработанного девонским морем флювиального (аллювиально-пролювиального) веерного конуса (белый фон) со «струями», обогащенными мелким россыпным золотом с сопутствующими алмазами, редкоземельными и редкометальными минералами (точечный крап); *3* — мелкообломочные прибрежно-морские отложения базального горизонта яранской свиты; *4* — изопахиты продуктивного базального горизонта яранской свиты, м; *5* — участки размыва и выклинивания отложений базального продуктивного горизонта; *6* — палеосброс, ограничивавший с северо-запада осадочный бассейн яранского времени; *7* — предполагаемая древняя долина, открывавшаяся в девонский бассейн, по которой приносился золото- и алмазоносный обломочный материал; *8* — направление палеотечения в древней долине

конгломерата от второго пласта в средней части разреза продуктивного горизонта. Внутри базального пласта-рудита золото сосредоточено вдоль его подошвы либо в прослойках естественного шлиха, представленного ильменорутилом, колумбитом, монацитом, куларитом, флоренситом, цирконом, лейкоксеном и ильменитом. Реже металл равномерно насыщает базальный пласт на всю его мощность (до 1 м).

На участках, где золотоносный пласт выклинивается и на плотик ложатся вышележащие косослоистые пески, в их подошве нами, совместно с О. Н. Захаровой и Г. В. Кузнецовым, обнаружены тончайшие (до 0,5 мм) золотые слойки, образовавшиеся из слипшихся золотинок размером 0,05—0,2 мм. По своему расположению они являются аналогами золотых слойков на поверхностях несогласий в основании рифов на ряде месторождений Витватерсранда, описанных в работе [36]. Слойки в интервале мощности 1—2 см группируются в серии. В таких микроинтервалах на площади 2—3 м^2 содержания металла ураганные. Расположение этих кружевных золотых слойков на склонах выступов плотика, омывавшихся сильным течением (судя по ориентировке косой слоистости), указывает на то, что слойки представляют собой остаточные концентрации россыпного золота. Смытые палеотечением галька и гравий образуют за выступами плотика шлейфы, содержание золота в которых быстро снижается к их периферии (см. фиг. 6, верхний разрез, левый край).

Для фаций вдольбереговых баров, обычно начинающихся от периферии веерных конусов и протягивающихся к юго-востоку, характерно продольно-струйчатое распределение золота. Длина наиболее крупных баров достигает 3 км, ширина — 0,6 км, мощность слагающих гравийно-песчано-галечных отложений — 6 м. Следует



Фиг. 6. Фрагменты разреза продуктивного базального горизонта яранской свиты в пределах центральной золотоносной «струи» веерного конуса

1 — реликтовые аллювиально-пролювиальные мелкообломочные конглобрекчии и конгломераты с обломками и единичными глыбами нижнеордовикских (?) красноцветных песчаников (*а* — богатые, *б* — бедные золотом); *2* — мелко- и среднегалечные кварцевые конгломераты (*а* — богатые, *б* — бедные золотом); *3* — песчаники и гравелиты (*а* — богатые, *б* — бедные золотом или не содержащие весовых его количеств); *4* — косая слоистость; *5* — глины и аргиллиты; O_1 — красноцветные песчаники нижнего ордовика (?), подстилающие яранскую свиту

Регион	Палеотектоническая позиция	Геологический возраст	Главные типы питающих золоторудных формаций и вмещающих их комплексов	Тип конгломератсодержащих золотоносных формаций	Золотоносные терригенные фации
Кожимское поднятие (Приполярный Урал)	Палеозойская миогеосинклиналь	Верхи кембрия — низы ордовика	Золото-сульфидно-кварцевая и золото-кварцевая малосульфидная в углеродистых сланцах и рвущих гранитоидах байкальского фундамента	Маложелезистый	Аллювиальных веерных конусов; приустьевых частей палеодолин; прибрежно-морские
Енисейский кряж	Рифейская миогеосинклиналь	Верхний рифей	Золото-сульфидно-кварцевая и золото-кварцевая малосульфидная в углеродистых сланцах раннебайкальского фундамента	»	Прибрежно-морские (галечных пляжей)
Присаянское поднятие (площадь Хужир)	Перикратонное опускание	Нижний венд	Золото-сульфидно-кварцевая в углеродистых сланцах, ультрафамитах (?) и гнейсах (?) раннедокембрийского фундамента	»	Аллювиальных веерных конусов, возможно, переработанных поздневендским морем
Алданский щит (западный склон)	Протоплатформа (чехол)	Низы нижнего протерозоя	?	Магнетит-мартитовый	Прибрежно-морские; флювиальных (пролювиальных?) веерных конусов континентальных предгорий
Алданский щит (восточный склон)	Протоорогенные впадины (палеорифты)	Верхи нижнего протерозоя	?	Гематитовый	То же

Таблица 2

золотосодержащих конгломератов Урала и Сибири

Особенности золотосодержащих конгломератов	Концентрация тяжелых кластогенных минералов	Сопутствующие россыпные минералы	Золото в конгломератах на локальных обогащенных площадях		Распределение золота в конгломератовых горизонтах
			число проб (%) с содержанием 0,1—1,0 г/т	единичные («сигнальные») пробы с повышенным (+) и высоким (++) содержанием	
Олигомиктовые среднекрупногалечные, местами валунистые, разноокатанные — мощные линзы и пласты	Местами высокая (до 3—5 кг)	Платиноиды (единичные зерна), ильменит, ксенотим, циркон	35—45	++	Послойное с признаками ремобилизации и переотложения, вплоть до появления секущих минерализованных зон и кварцевых жил с золотом
«Сланцевые» (в составе галек кварц и сланцы) — выдержанные маломощные пласты	Невысокая	Ильменит, лейкоксен	40—45	++	То же
Полимиктовые (кварца в гальках 30%) мелко- и среднегалечные — линзовидные пласты	Весьма высокая (до 50 кг/т)	Циркон, рутил, ильменит, лейкоксен (весовые содержания), монацит, касситерит, предположительно алмаз	40—45	++	Послойное, гнездово-струйчатое
Олигомиктовые и кварцевые мелкосреднегалечные — выдержанные пласты малой мощности; полимиктовые валунистые — мощные линзы	Местами весьма высокая (до 25 кг/т) — за счет магнетита	Циркон, монацит	15—20	+	Намечающееся послойное с признаками ремобилизации и переотложения, вплоть до появления секущих минерализованных зон и кварцевых жил с золотом
То же	Весьма высокая (до 30—40 кг/т) за счет гематита	Циркон, ильменит, лейкоксен, монацит, ксенотим	8—10	+	То же

Регион	Палеотектоническая позиция	Геологический возраст	Главные типы питающих золоторудных формаций и вмещающих их комплексов	Тип конгломератсодержащих золотоносных формаций	Золотоносные терригенные фации
Оленекское поднятие Сибирской платформы	Древняя платформа (плитный чехол)	Нижний рифей; низы венда; пермь	Золото-сульфидно-кварцевая в углеродистых филлитах, зеленых сланцах и гранитах раннедокембрийского фундамента	Маложелезистый	Прибрежно-морские; пролювиальных веерных конусов предгорий; переуглубленных палеодолин
Горностахская антиклиналь (восточное обрамление Сибирской платформы)	Рифейская миогеосинклиналь	Низы среднего рифея	Золото-сульфидно-кварцевая и золото-кварцевая малосульфидная в углеродистых сланцах раннебайкальского фундамента	»	Прибрежно-морские (галечных пляжей)
Тонодский антиклинорий (Патомское нагорье)	Поздняя протоплатформа (квазиплатформа)	Верхи нижнего протерозоя	Золото-сульфидно-кварцевая в углеродистых филлитах, зеленых сланцах и гранитах раннедокембрийского фундамента	Гематитовый	Аллювиальных веерных конусов, переработанных древним морем; прибрежно-морские (галечных пляжей)
Билякчанское поднятие (восточное обрамление Сибирской платформы)	Протоорогенные впадины (палеорифты)	То же	?	»	Пролювиальных веерных конусов континентальных предгорий; прибрежно-морские (галечных пляжей)
Северо-Восток Таймыра	»	»	Предположительно золото-сульфидно-кварцевая в раннедокембрийском гранитно-зеленокаменном фундаменте	»	Аллювиальных и пролювиальных веерных конусов; прибрежно-морские

Особенности золотосодержащих конгломератов	Концентрация тежелых кластогенных минералов	Сопутствующие россыпные минералы	Золото в конгломератах на локальных обогащенных площадях		Распределение золота в конгломератовых горизонтах
			число проб (%) с содержанием 0,1—1,0 г/т	единичные («сигнальные») пробы с повышенным (+) и высоким (++) содержанием	
Кварцевые и субаркозовые от мелко- до крупногалечных — выдержанные пласты; кварцевые конглобрекчии — мощные линзы; полимиктовые линзовидные прослои	Местами высокая (до 5,7 кг/т)	Танталониобаты (весовые содержания), циркон, ильменит, рутил, алмаз	30—40	+	Намечающееся послойное; в отложениях перми — гнездово-струйчатое
Кремнисто-кварцевые мелко-среднегалечные — маломощные выдержанные слои	?	?	30—40	+	Намечающееся послойное, местами с секущими рудоносные пласты зонами и кварцевыми прожилками с золотом
Кварцевые мелко-среднегалечные — выдержанные маломощные пласты и линзовидные прослои	Местами высокая (до 15 кг/т) — за счет гематита	Танталониобаты (весовые содержания), циркон, рутил, ильменит, лейкоксен	45—50	++	Послойное, местами с элементами перераспределения золота в секущие зоны
Полимиктовые валунистые — мощные линзы; олигомиктовые среднегалечные — выдержанные маломощные слои	Местами весьма высокая (до 120 кг/т) за счет гематита	Циркон, рутил, ильменит, лейкоксен, торит, оранжит (весовые содержания)	?	+	Намечающееся послойное
Кварцевые мелкообломочные конглобрекчии и мелкогалечные олигомиктовые конгломераты — соответственно мощные линзы и выдержанные слои	?	Циркон, рутил, ильменит, лейкоксен	?	+	Намечающееся послойное, местами с признаками ремобилизации и незначительного перераспределения

отметить, что на месторождениях Витватерсранда наиболее высокие содержания золота в конгломератах зафиксированы именно в фациях баров в пределах древних веерных конусов [36, 42].

Золото в отложениях конусов и баров в рассматриваемой локальной впадине, как и в базальных горизонтах платформенного чехла Среднего Тимана в целом, очень мелкое (в основном 0,1—0,25 мм), хорошо сортированное, со следами окатывания, высокопробное (960—999). Главные его особенности, по заключению Л. А. Николаевой,— глубокая, неоднократно возобновлявшаяся коррозия вследствие пребывания в корах выветривания, рекристаллизация поверхностного слоя и пластические деформации, свидетельствующие о пребывании в палеороссыпях дояранского возраста [10].

Неравномерное распределение золота в продуктивном горизонте яранской свиты в пределах обогащенной локальной впадины и малый размер разобщенных между собою богатых золотоносных тел объясняют резко заниженное по сравнению с действительным содержание металла по данным опробования керна скважин. Это объясняется тем, что даже при плотной сети бурения скважины редко подсекают обогащенные тела. Сравнение результатов представительного траншейного опробования одного из веерных конусов в карьере, пересекающем золотоносную струю первого порядка, с данными по керну скважин показало, что величина повышающего поправочного коэффициента равняется 6—8, а на отдельных участках даже 10 (!). Эти результаты с нашей точки зрения являются принципиально важными для оценки перспективности конгломератов других регионов России, в том числе КМА и Карелии, поскольку первично россыпное золото в стратиформных залежах, несмотря на крайне мелкий размер золотин, всегда в той или иной мере распределено неравномерно [1, 4, 5, 9, 15, 16, 19, 23, 26, 34, 35, 42].

Кроме рассмотренных наиболее интересных и типичных регионов на территории России конгломераты с весовыми содержаниями золота обнаружены в Присаянье, на Кожимском поднятии Приполярного Урала, Енисейском кряже, западном и восточном склонах Алданского щита, крыльях Тонодского антиклинория Патомского нагорья, Оленекском поднятии Сибирской платформы, в ее восточном (Горностахская антиклиналь Кыллахского поднятия, Билякчанское поднятие) и северном (северо-восток Таймыра) складчатом обрамлении. Краткая характеристика золотосодержащих конгломератов этих регионов приведена в табл. 2.

1. Сравнение золотосодержащих конгломератов различных по тектонической позиции регионов России с рудоносными рифами промышленных зарубежных объектов показывает их принципиальное сходство. Идентичны в основных чертах геологические обстановки размещения и формирования, типы рудоносных конгломератсодержащих формаций и их смена во времени, строение и литология продуктивных горизонтов. Особенно сходны (независимо от возраста) такие локальные объекты, как золотоносные (и потенциально золотоносные) поля с характерными для них структурными «ловушками», вмещающими строго определенные типы рудоносных фаций, закономерности распределения золота в пределах полей и в пластах конгломератов, а также особенности самого металла (размерность частиц, их проба, морфология и т. п.). Все это указывает на благоприятные условия концентрации золота в конгломератах охарактеризованных регионов России.

2. Установление типов геологических объектов, отвечающих золотоносным районам, полям и месторождениям, открывает новые возможности для более обоснованного, чем при предшествующих работах, выделения в описанных регионах локальных поисковых площадей — потенциально золотоносных полей, сходных с обнаруженным на Среднем Тимане. Помимо сходства геологического строения с золотоносными полями зарубежных объектов их перспективность подтверждается содержаниями золота. Результаты исследований на ряде локальных площадей с конгломератами различного возраста (нижне- и позднекембрийскими, палеозойскими) показали, что фоновые содержания металла в опробованных горизонтах почти на два порядка выше кларковых в оболомочных

породах (30—65% проб содержат золото в количестве 0,2—0,9 г/т). Как отмечалось выше, это близко к средним содержаниям в конгломератовых рифах Витватерсранда и Жакобины (исключая собственно золотоносные рудиты). На таком фоне практически во всех регионах на локальных опробованных площадях встречены богатые «сигнальные» пробы. По аналогии с девонскими золотоносными конгломератами детально изученной впадины на Среднем Тимане это позволяет прогнозировать на потенциально золотоносных полях существование промышленных золотоносных залежей.

3. Вопреки традиционной точке зрения об исключительной роли конгломератов раннего докембрия [19, 24, 26] результаты изучения конгломератов России свидетельствуют о достаточно высокой перспективности наряду с нижнедокембрийскими (КМА, Карелия, Патомское нагорье и др.) конгломератов позднего докембрия (рифея, венда) и палеозоя (Средний Тиман, Кожимское поднятие, Енисейский кряж, Присаянье и др.).

4. Резкое преобладание стратиформной золотой минерализации над наложенной в секущих зонах и кварцевых жилах, почти повсеместно проявленный стратиграфический и литологический ее контроль в конгломератсодержащих формациях и, особенно, фациях и продуктивных горизонтах свидетельствуют о первично россыпном генезисе золота в большей части конгломератов перспективных регионов России — так же, как и в рифах классических зарубежных объектов.

5. Ремобилизация и перераспределение металла в золотосодержащих конгломератах под воздействием наложенных процессов имеют место, но проявлены сугубо локально. Они чаще встречаются в метаморфизованных конгломератсодержащих формациях, накопившихся в тектонически мобильных геоструктурах — геосинклинальных складчатых системах в структуре древнего фундамента (синклинорные зоны КМА и др.), в зонах смятия чехла протоплатформ (Карелия, Тонодский антиклинорий и др.), а также в позднедокембрийском и палеозойском складчатом обрамлении древних платформ (Кожимское поднятие, Енисейский кряж и др.). В платформенных чехлах, сохранивших горизонтальное залегание или испытавших слабые дислокации (Тиман и др.), признаки первично россыпного генезиса золота в конгломератах, как правило, сохраняются.

6. Наиболее интересны в поисковом отношении локальные структурные «ловушки» в пределах блока КМА, грабен-синклинальных структур Карельского массива и в платформенном чехле Среднего Тимана. В двух первых регионах, судя по сходству «ловушек», вмещающих определенные типы рудоносных фаций, с зарубежными объектами в конгломератах раннего докембрия, можно рассчитывать на обнаружение золотоносных (и урано-золотоносных) полей с крупными и средними месторождениями. В девонских конгломератах Среднего Тимана, а также в рифейских, вендских и палеозойских конгломератах слабо изученных регионов Урала и Сибири могут быть выявлены менее крупные, но более многочисленные золотоносные объекты, в большей мере характерные, на наш взгляд, для позднего докембрия и фанерозоя.

Список литературы

1. *Безгубов А. И., Бывших Ю. И., Дементьев П. К. и др.* Уран в древних конгломератах. М.: Атомиздат, 1963. 188 с.
2. *Вассерман И. С., Дмитриев В. П., Кононов Н. Д.* Особенности прогнозирования и методики поисков месторождений полезных ископаемых на Воронежском кристаллическом массиве//Методы прогноза и поисков месторождений полезных ископаемых на Воронежском кристаллическом массиве. М.: Изд-во Мингео РСФСР, 1989. С. 15—22.
3. *Дементьев П. К., Круглова В. Г.* Некоторые особенности геологического положения и типы древних металлоносных конгломератов//Проблема металлоносности древних конгломератов на территории СССР. М.: Наука, 1969. С. 53—58.
4. *Дерюгин Ю. Н.* Новые данные о генезисе золотого и уранового оруденения в конгломератах месторождения Витватерсранд//Тр. ВИЭМС, экспресс-информ.— ЭИ ВИЭМС. Сер. «Геология,

методы поисков и разведки месторождений металлических полезных ископаемых». 1983. Вып. 1. С. 1—10.
5. *Жаднова Т. П., Кутюрина Л. С., Лобанов А. С. и др.* Золотоносность докембрийских конгломератов Патомского нагорья и зоны сочленения его с Алданским щитом//Проблема металлоносности древних конгломератов на территории СССР. М.: Наука, 1969. С. 154—161.
6. *Казанский В. И., Лаверов Н. П., Тугаринов А. И.* Эволюция уранового рудообразования. М.: Атомиздат, 1978. 208 с.
7. *Кононов Н. Д.* Основные закономерности локализации золота в грубообломочных породах базального горизонта протерозоя Курганской магнитной аномалии//Металлогения докембрия. Тез. докл. I Всесоюз. совещ. по металлогении докембрия. Л.: 1975. С. 129—131.
8. *Константиновский А. А.* Геология и металлоносность терригенных кварцевых толщ докембрия//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60. Вып. 3. С. 36—50.
9. *Константиновский А. А., Левин В. И., Яблокова С. В.* Происхождение золота докембрийских конгломератов северо-востока Сибирской платформы//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 12. С. 147—150.
10. *Константиновский А. А., Пачуковский В. М., Захарова О. Н.* К проблеме рудоносности Тимана//Литология и полез. ископаемые. 1993. № 5. С. 69—80.
11. *Константиновский А. А., Прокопчук Б. И.* Среднедевонская кварцево-песчаная формация восточной окраины Русской платформы//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 9. С. 119—130.
12. *Котов А. А., Повонский В. И., Яцкевич Б. А.* Металлоносные конгломераты одного из районов Восточно-Европейской платформы//VIII всесоюз. совещ. по геологии россыпей. Тез. докл. Киев, 1987. С. 176—178.
13. *Кренделев Ф. П.* Металлоносные конгломераты мира. Новосибирск: Наука, 1974. 223 с.
14. *Крестин Е. М.* Строение и потенциальная рудоносность архейских зеленокаменных поясов Курско-Воронежского кристаллического массива//Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. Новосибирск: Наука, 1985. С. 170—176.
15. *Негруца В. З., Негруца Т. Ф.* Литология и условия образования протерозойских кварцевых конгломератов Карелии в связи с их золотоносностью//Литология и полез. ископаемые. 1965. № 6. С. 41—53.
16. *Нестеренко Г. В.* Происхождение россыпных месторождений. М.: Наука, 1977. 312 с.
17. *Овсянников И. И., Бароха Л. С., Яцкевич Б. А. и др.* Вещественный состав и возможные источники ископаемых полиминеральных россыпей одного из районов Восточно-Европейской платформы//VIII Всесоюз. совещ. по геологии россыпей. Тез. докл. Киев. 1987. С. 187—188.
18. *Писемский Г. В., Ганжа Л. М., Болотова Н. Я.* Предварительные результаты изучения золотоносности докембрийских конгломератов в районах Кривого Рога и Курской магнитной аномалии//Проблема металлоносности древних конгломератов на территории СССР. М.: Наука, 1969. С. 101—113.
19. *Преториус Д. А.* Золото и уран в кварцевых конгломератах//Генезис рудных месторождений. Т. 2/Под ред. Б. Скиннера. М.: Мир, 1984. С. 5—38.
20. *Робертсон Д. С.* Базальные протерозойские слои как древние маркирующие горизонты и их использование при поисках урана (обзорный доклад)//Образование месторождений урана. М.: Мир, 1976. С. 507—526.
21. *Рожков И. С.* Золотоносные конгломераты протерозойского возраста месторождения Тарквы (республика Гана)//Геология и геофизика. 1967. № 1. С. 60—74.
22. *Флеров И. Б., Кальниченко С. С., Константиновский А. А. и др.* Эволюция процессов россыпеобразования в истории Земли (на примере россыпей золота)//Эволюция рудообразования (докл. сов. геологов на XXVIII сессии Междунар. геол. конгресса)/Под ред. Г. В. Ручкина. М., 1989. С. 110—117.
23. *Хесс Ф. Л.* Осадочные месторождения урана, ванадия, радия, серебра, золота и молибдена//Геология рудных месторождений западных штатов США. М.— Л., 1937. С. 375—407.
24. *Шер С. Д.* Металлогения золота (Евразия, Африка, Южная Америка). М.: Недра, 1974. 256 с.
25. *Яковлева В. В., Шустов Б. Н., Миролюбова З. П.* Перспективы золотоносности докембрийских конгломератов Карелии//Проблема металлоносности древних конгломератов на территории СССР. М.: Наука, 1969. С. 95—101.
26. *Boyle R. W.* The geochemistry of Gold and its deposits//Bull. Canada Geol. Surv. 1979. Bull. 280. V. 1. 584 p.

27. *Cloud P. E.* Atmospheric and hydrospheric evolution of the primitive Earth//Science. 1968. V. 160. P. 729—736.
28. *Cox D. P.* Regional Environment of the Jakobina Auriferous Conglomerate, Brazil//Econ. Geol. 1967. V. 62. № 6. P. 773—780.
29. *Gross W. H.* Evidence for a modified placer origin for auriferous conglomerates, Canavieiras mine, Jakobina, Brazil//Econ. Geol. 1968. V. 63. № 3. P. 271—276.
30. *Hallbauer D. K., Utter T.* Geochemical and morphological characteristics of gold particles from recent river deposits and the fossils placers of the Witwatersrand//Min. Depos. 1977. V. 12. P. 293—306.
31. *Hallbauer D. K.* Witwatersrand gold deposits their genesis in the light of morphological studies//Gold. Bull. 1978. V. II. № 1. P. 18—31.
32. *Harkonen Ilkka.* The gold-bearing conglomerates of Kaarestunturi, Central Finnish Lapland//Gold-82. The geology, geochemistry and genesis of gold deposits. Rotterdam: Balhems, 1982. P. 239—247.
33. *Junner N. R., Hirst T., Servis H.* The Tarkwa gold field//Gold Coast Geol. Surv., Mem. 1942. № 6. 75 p.
34. *Minter W. E. L.* Gold distribution related to the sedimentology of a Precambrian Witwatersrand Conglomerate, S. Africa, as outlined by moving-average analysis//Econ. Geol. 1970. V. 65. P. 963—969.
35. *Minter W. E. L.* A sedimentological synthesis of placer gold, uranium and pyrite concentrations in Proterozoic Witwatersrand sediments/Ed. by A. D. Miall. Fluvial sedimentology: Canada Soc. Petroleum Geologists. Calgary, 1978. P. 801—829.
36. *Pretorius D. A.* The nature of the Witwatersrand gold-uranium deposits//Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits. Amsterdam; Oxford; New York: Elsevier Sci. Publ. Co., 1976. V. 7. Ch. 2. P. 29—88.
37. *Pretorius D. A.* The goldfields of the Witwatersrand basin//Geol. Soc. S. Africa, 1986. P. 489—493.
38. *Saager R., Utter T., Meyer M.* Pre-Witwatersrand and Witwatersrand conglomerates in South Africa: a mineralogic comparison and bearings on the genesis of gold-uranium placers//Ore Genesis. Heidelberg: Springer Verlag, 1982. P. 213—220.
39. *Sestini G.* Sedimentological study of the Tarkwaian gold deposits//14th ann. Rep. res. Inst. Afr. Geol., Univ. Leeds. 1970. P. 38—45.
40. *Sestini G.* Palaecurrent and exploration for gold in the Tarkwaian of Ghana//15th ann. Rep. res. Inst. Afr. Geol., Univ. Leeds. 1971. P. 27—41.
41. *Simpson P. R.* Detrital uraninite and pyrite: are they evidence for a reducing atmosphere. Genesis of uranium and gold-bearing Precambrian quartz-pebble conglomerates//U. S. Geal. Surv. Prof. Paper. 1981. V. 1161. P. 211—219.
42. *Smith N. D., Minter W. E. L.* Sedimentological controls of gold and uranium in two Witwatersrand paleoplacers//Econ. Geol. 1980. V. 75. № 1. P. 1—14.
43. *Utter T.* Rounding of ore particles from the Witwatersrand gold and uranium deposits (S. Africa) as indicator of their detrital origin//J. Sediment. Petrol. 1980. V. 50. P. 6—71.

ЦНИГРИ, Москва

Поступила в редакцию
2.IX.1993

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 2, 1994

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 553.493.42:551.763(470.67)

© 1994 Снежко В. А., Энна Н. Л., Овсепянц Ю. А., Киричко Ю. А.

СТРОНЦИЕВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В ВЕРХНЕЮРСКИХ — НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ДАГЕСТАНА

Целестин, являющийся сырьем для получения солей стронция, широко распространен на Северном Кавказе и встречается в образованиях от палеозоя до неогена включительно [1]. В пределах Восточного Кавказа (Дагестан) наибольший интерес, с точки зрения стронциеносности, представляют карбонатные отложения верхнеюрского — нижнемелового возраста. Основные сведения об условиях образования и распространения проявлений целестина этого района изложены в работах А. А. Байкова и др. [1—3], К. К. Магомедова [7], В. Н. Шведова [8] и др.

Верхнеюрские — нижнемеловые отложения были изучены авторами в междуречье Каракойсу — Уллучай, при этом были получены новые данные о геологии района, а также открыто несколько новых проявлений целестина, некоторые из которых могут представлять промышленный интерес.

В исследованном районе проявления стронция приурочены — главным образом к основанию нижнемеловых отложений, выделенных нами в кулимеэрскую свиту, имеющую скорее всего берриасский возраст. В большинстве случаев последняя залегает со стратиграфическим несогласием на верхнеюрских образованиях (иткаябашинской и хундемеэрской свитах), представленных в основном доломитами и доломитизированными известняками с линзами кремней. И лишь на востоке описываемой территории, в районе проявлений Зури-Махи и Аймази, отложения кулимеэрской свиты залегают непосредственно на среднеюрских породах. Перекрываются отложения кулимеэрской свиты толщей пелитоморфных известняков турклитауской свиты валанжина. На участках, где породы кулимеэрской свиты отсутствуют, в основании этих известняков наблюдаются маломощные (до 2 м) прослои мергелей с линзообразными скоплениями мелкой окатанной гальки кварца.

Для кулимеэрской свиты характерен довольно пестрый литологический состав пород: мергели, песчанистые известняки, доломиты, глины, алевролиты, песчаники с линзовидными телами гипса и целестина. В основании свиты часто наблюдаются карбонатные брекчии, реже — линзы конгломератов и конгломератобрекчий. Общая мощность ее подвержена значительным колебаниям и изменяется от 0 до 45 м.

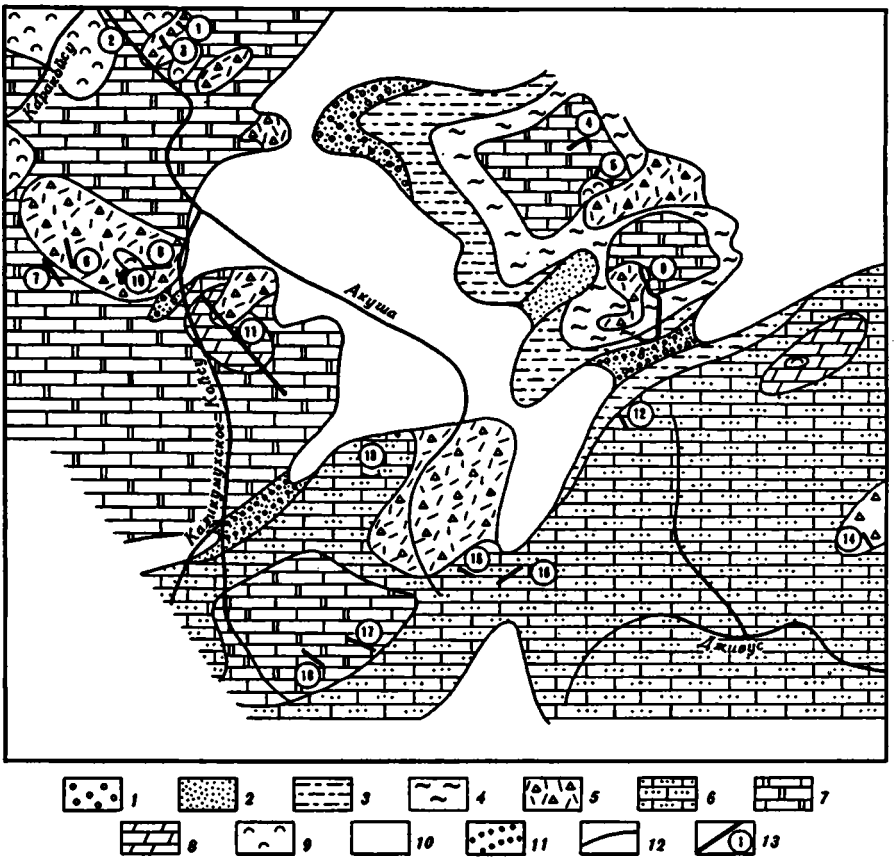
По преобладанию тех или иных пород на описываемой площади можно выделить три типа разреза кулимеэрской свиты: терригенно-карбонатный, карбонатный и терригенный.

Первый тип развит наиболее широко и имеет двучленное строение; нижняя часть преимущественно терригенная (брекчии, песчаники, глины), верхняя — карбонатная (главным образом песчанистые известняки). Карбонатный тип характеризуется преобладанием в разрезе доломитизированных известняков и доломитов, в незначительном количестве присутствуют песчаники и глины, с этим типом разреза ассоциируются гипсы и ангидриты. Терригенный тип разреза имеет значительно меньшее распространение и представлен в основном песчаниками и глинами, в меньшей степени мергелями.

С терригенно-карбонатным и терригенным типами разреза связаны все изученные проявления целестина, причем с первым типом — наиболее перспективные.

Поскольку большинство известных проявлений целестина приурочено к отложениям кулимеэрской свиты, для выяснения условий осадконакопления в это время нами была составлена палеофациальная схема (фиг. 1) междуречья Каракойсу — Уллучай. В этом районе в кулимеэрское время существовал мелководный морской бассейн, вытянутый в общекавказском направлении, в центральной части которого отмечаются поднятие и низменная суша или мелководье, часто осушавшееся. Это поднятие имело извилистые очертания, а окружавший его бассейн многочисленными барами разделялся на ряд мелких, более или менее изолированных лагун, в которых и происходило осадконакопление. В основном это были глины, мергели, доломиты, которые вблизи береговой линии сменяются алевролитами, а вблизи баров — и песчаниками, реже гравелитами. Местами отлагались своеобразные осадочные брекчии, состоящие из мелких (1,5—2,0 мм) остроугольных обломков известняков с небольшой примесью угловатых обломков известняков с небольцой примесью угловатых обломков кварца. При приближении к предполагаемой суше в этих брекчиях появляется слабоокатанная галька песчанистых доломитизированных мергелей.

В момент относительного общего поднятия территории единый бассейн многочисленными барами разделялся на ряд мелких лагун, усиливался снос обломочного материала и пресных вод с острова



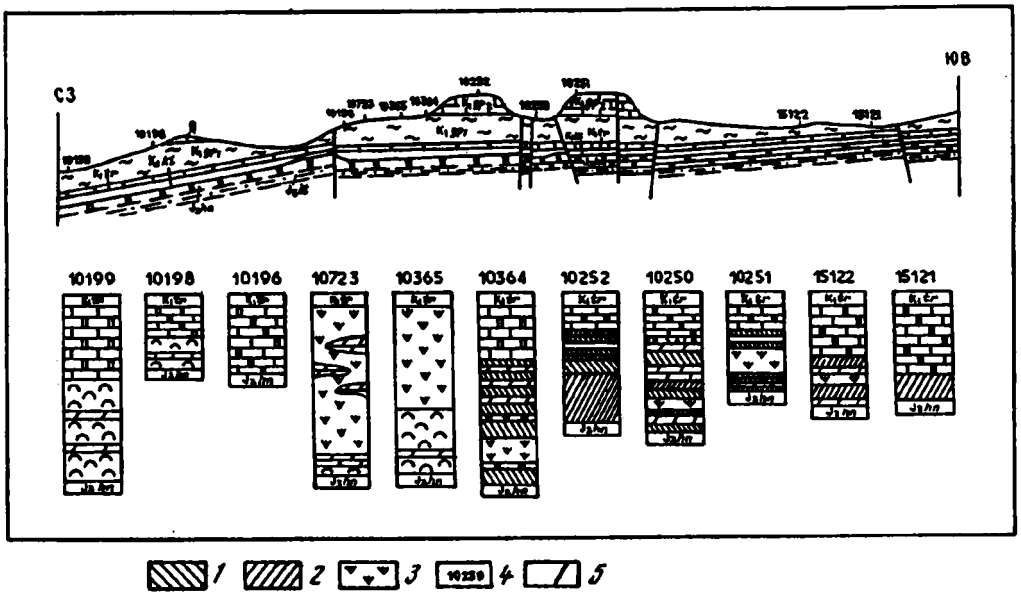
Фиг. 1. Палеофациальная схема междуречья Каракойсу — Уллучай для кулимеэрского времени

1 — гравелиты, песчаники; *2* — песчаники; *3* — алевролиты; *4* — глины; *5* — осадочные брекчии; *6—7* — известняки (*6* — песчанистые, *7* — доломитизированные); *8* — доломиты; *9* — линзы и тела гипсов и ангидритов; *10* — предполагаемая суша; *11* — временные бары и косы; *12* — предполагаемая береговая линия; *13* — проявление целестина и его номер (*1* — Кулимеэр, *2* — Туркли, *3* — Кора, *4* — Зури-Махи, *5* — Аймази, *6* — Бакдакули, *7* — Чох, *8* — Куба, *9* — Синие Камни, *10* — Кулал, *11* — Вицхи, *12* — Тумраладаг, *13* — Баркало, *14* — Сурхачи, *15* — Чиндирчеро, *16* — Бутридаг, *17* — Шунудаг-I, *18* — Шунудаг-II)

и окружающей суши. Вблизи береговой линии накапливался обломочный материал, перемежавшийся с известняками, возникшими в результате распреснения вод. В удалении от нее формируются доломиты с мелкозернистой терригенной примесью. Тектоническая активность, синхронная осадконакоплению, обусловила развитие в породах седиментационных брекчий. В период затишья создается обстановка, благоприятная для засоления, застоя и отложения ангидритов и гипса.

Важную роль в пространственном размещении скоплений целестина играют линзы гипсов и ангидритов, которые по своему положению в разрезе свиты занимают место терригенно-осадочных пород, вмещающих само оруденение. Крупные линзы гипсов установлены в районе месторождения Синие Камни (Ханц-Кармахи) и проявления Аймази (см. фиг. 1), мелкие линзы гипса (не выражающиеся в масштабе схемы) — в районе проявлений Вицхи и Зури-Махи. Но наиболее значительные скопления гипсоносных отложений закартированы нами в северо-западной части района. Здесь же располагаются проявления Кулимеэр, Кора, Туркли, Куба, Бандакули.

Наибольший интерес из них представляют проявления Кулимеэр и Бакдакули, приуроченные к отмеченным выше брекчиям кулимеэрской свиты. Первое из них располагается в сводовой части крупной антиклинальной складки, осложненной малоамплитудными разломами северо-восточного простирания. На продольном профиле (фиг. 2) отчетливо наблюдается выклинивание рудной залежи на северо-западном фланге проявления, на контакте с гипсами, при одновременном сокращении мощности кулимеэрской свиты. На юго-восточном фланге целестин постепенно сменяется кальцитом, вначале с редкой вкрапленностью целестина, а потом и без видимого оруденения. Мощность пластового тела кальцита постепенно уменьшается с 17 до 2—3 м, одновременно содержание стронция изменяется от 0,8 до 0,3%. Еще далее на юго-восток тело кальцита полностью выклинивается и весь разрез свиты представлен глинисто-карбонатной толщей.



Фиг. 2. Характер строения кулимеэрской свиты на проявлении Кулимеэр
1 — целестин; *2* — кальцит; *3* — закрытые участки; *4* — номера обнажений; *5* — разрывные нарушения. Остальные условные обозначения см. на фиг. 1

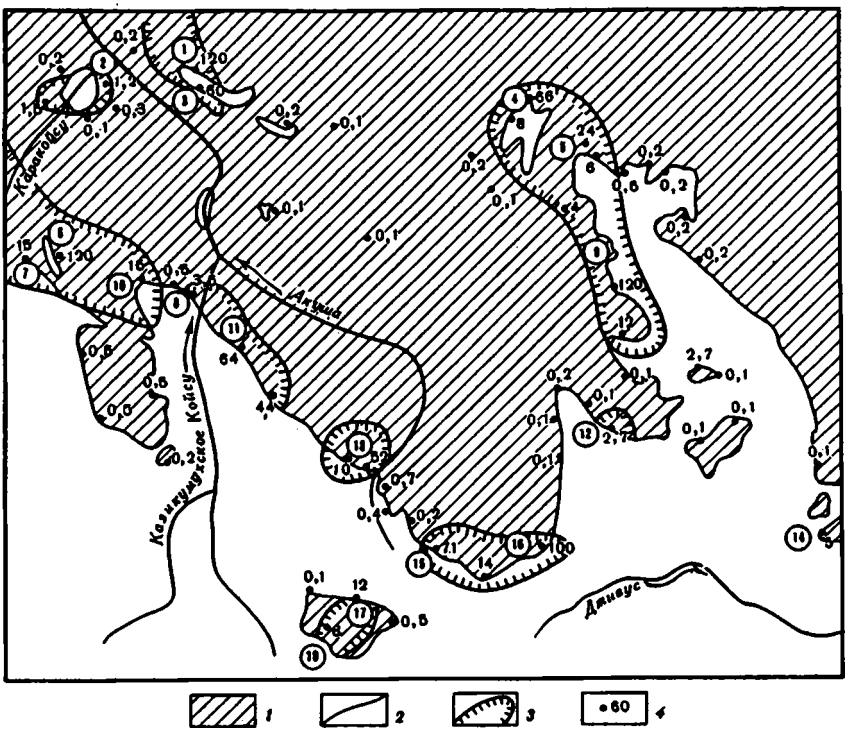
Сама целестиновая залежь имеет максимальную мощность в северо-западной части проявления, где она представлена почти сплошными целестиновыми рудами с высоким содержанием оксида стронция. В то же время в самих гипсах содержание стронция незначительно и равно примерно 0,4% (в отдельных случаях достигает 1%). Характер оруденения (массивные и полосчатые руды, иногда с реликтами первичных осадочных пород, выполнение пор, пустот и трещин) свидетельствует об его эпигенетической природе, что характерно для большинства проявлений целестина Дагестана. При эпигенетическом перераспределении стронция происходило выщелачивание его из пород подземными водами и осаждение в пределах ограниченных участков с образованием рудных залежей. Геохимическим барьером при этом служило главным образом наличие гипсов, располагающихся на том же стратиграфическом уровне, что и залежи целестина вблизи проявлений Кулимеэр, Аймази и др. Проведенные авторами исследования не подтвердили существование предполагаемых региональных тектонических нарушений [1], в узлах пересечения которых размещались проявления целестина. По нашему мнению, разломная тектоника не оказывала существенного влияния на размещение стронциевого оруденения, а разрывные нарушения, устанавливаемые на отдельных проявлениях (например, Кулимеэр, см. фиг. 2), малоамплитудные и скорее всего пострудные.

Геохимические особенности отложений изучали путем составления выборок (по 36—50 проб), которые затем подвергали спектральному анализу, при этом был установлен сравнительно небольшой набор химических элементов (стронций, барий, марганец, никель, ванадий, медь, реже галлий, свинец, кобальт) и относительно низкие их значения. Учитывая, что распределение микроэлементов связано с литологическими особенностями пород, выборки составляли по возрастному принципу с учетом литологических особенностей пород. Для комплекса описываемых пород, имеющих преимущественно карбонатный состав, характерны окислительные геохимические фации и только в отдельных, сравнительно глубоководных или лагунных участках (иткаябашинская, частично кули геэрская свиты) отмечаются слабовосстановительные условия (по данным В. Л. Галина и Г. Д. Буторина).

Поведение элементов в породах кулимеэрской (продуктивной) свиты, а также во вмещающих ее верхнеюрских и валанжинских образованиях изучали как по разрезу, так и по площади.

В отложениях верхнеюрской хундемеэрской свиты (по семи выборкам) отмечается уменьшение содержаний микроэлементов от терригенных разностей к карбонатным, за исключением стронция, меди, свинца, для которых характерна обратная картина. В общем содержание всех элементов сравнительно выдержано по площади и ниже кларка для аналогичных пород, а коэффициент вариации колеблется в пределах 30—60%. В перекрывающих продуктивные образования известняках турклитауской свиты валанжинского возраста наблюдается (по восьми выборкам) меньший комплекс элементов (отсутствуют свинец, галлий и др.) и содержание их значительно ниже кларка, коэффициент вариации 25—70%.

Для пород кулимеэрской свиты характерны (по 25 выборкам) значительные колебания средних содержаний элементов по площади и в целом более высокие их значения по сравнению с подстилающими и вышележащими породами, особенно стронция, концентрация которого на порядок выше. Последнее обстоятельство обусловлено скорее всего обогащением отложений кулимеэрской свиты в



Фиг. 3. Схема расположения зон привноса и выноса стронция в отложениях кулимеэрской свиты
1 — область развития верхнеюрских-нижнемеловых отложений; *2* — выходы на дневную поверхность отложений кулимеэрской свиты; *3* — зоны привноса; *4* — значения коэффициента концентрации. Цифры в кружках — проявления целестина (см. фиг. 1)

период осадконакопления. Характерно для свиты уменьшение содержаний стронция, бария, меди, свинца от глин к мергелям и резкое увеличение в брекчированных породах. На территории развития отложений свиты выделяются участки (фиг. 3), где отношение среднего содержания стронция в рудовмещающем горизонте в точке к кларку его в карбонатных породах по К. Турекьяну [6] (коэффициент концентрации $K_к$) больше единицы (4—120), что, по нашему мнению, отвечает зонам привноса этого элемента при эпигенезе. Участки со значениями коэффициента концентрации меньше единицы являлись скорее всего зонами выноса.

В этих же отложениях по методике, предложенной Ю. К. Бурковым [4, 5], изучали ряды подвижности элементов. Для отложений хундемеэрской и турклитауской свит было установлено, что в подвижной фазе повсеместно находятся стронций, барий и марганец, а в неподвижной (связанные) — никель, кобальт, медь и ванадий. Для отложений кулимеэрской свиты отмечается переход стронция, бария и марганца из подвижной фазы в безрудных сечениях в неподвижную при приближении к залежам целестина вблизи гипсоносных отложений. Аналогичная ситуация наблюдается при переходе от зон выноса стронция к зонам его привноса.

Так, в безрудных участках, а также в зонах выноса ряд подвижности выглядит следующим образом:

(Ni, Co, Ga, V) → Ba → Cu → Mn → Sr.

При приближении к зонам привноса стронций приобретает связь с барием и намечается его переход в связанное состояние —

(Ni, Co, Cu, Ga, V) → (Sr, Ba) → Mn

и на участках целестинового оруденения ряд подвижности приобретает вид:

(Sr, Ba) → (Ni, Co, Cu, Ga) → Mn, V.

Таким образом, устанавливаются постепенные переходы между рудными накоплениями стронция и его рассеянным содержанием.

При изучении же самого целестина определенной закономерности установлено не было, за исключением того, что в целестине проявлений, приуроченных к Уллучаринской антиклинали (Бакдакули, Вицхи, Чиндирчеро и др.), значительно меньше примесь бария (в пределах 0,3—0,7%), чем в проявлениях, располагающихся севернее, в пределах Кулимеэрской антиклинали, которые характеризуются большими (>1%) содержаниями последнего.

При изучении монофракций различных кристаллографических форм целестина по рудопроявлению Зури-Махи и, частично, по месторождению Синие Камни было установлено, что для столбчатых кристаллов и мелких жеод целестина характерно повышение содержания кремния и алюминия и понижение — бария. Для остальных разностей наблюдается обратная картина.

* * *

Из изложенного можно сделать следующие выводы.

1. Все отмеченные проявления стронция локализуются в узком стратиграфическом интервале — в отложениях кулимеэрской свиты берриасского возраста.

2. Сингенетичное накопление стронция происходило в мелководном лагунном бассейне в периоды засолонения последнего. Образование же рудных залежей обусловлено эпигенетическим перераспределением стронция и концентрацией его в благоприятных (литологических, физико-механических и др.) условиях на геохимических барьерах. Такие барьеры возникали вблизи линзовидных залежей гипсов, где образовались промышленные скопления целестина (м-ния Кулимеэр, Бакдакули).

3. Бóльшая часть проявлений располагается в свободных частях антиклинальных складок.

4. На участках с повышенными содержаниями стронция ($K_к$ 1) наблюдается положительная связь стронция и бария, и оба этих элемента располагаются в левой части рядов подвижности элементов.

Список литературы

1. *Байков А. А., Голиков-Заволженский И. В., Голикова-Заволженская А. А. и др.* О происхождении целестина на Северном Кавказе//Литология и полез. ископаемые. 1978. № 5. С. 77—86.
2. *Байков А. А., Федулов А. В., Шведов В. Н.* Геология месторождения целестина на Северном Кавказе//Литология и полез. ископаемые. 1975. № 6. С. 105—106.
3. *Байков А. А., Яшин С. Б., Савин С. В., Седлецкий В. И.* Стронциеносная провинция Северного Кавказа//Тез. докл. IV конф. по геол. и полез. ископаемым Сев. Кавказа. Ессентуки; 1974. С. 220—221.
4. *Боровиков Л. И., Бурков Ю. К.* Корреляционный анализ закономерностей распределения малых элементов для решения вопросов седиментогенеза//Тр. 8-го Междунар. геол. конгресса. XXIII сессия, проблема 8. 1968. С. 147—181.
5. *Бурков Ю. К.* Изучение условий формирования осадочных толщ методами статистической обработки геохимических данных//Материалы годичной и юбилейной сессии ученого совета ВСЕГЕИ. 1967. Л.: ВСЕГЕИ, 1971. С. 346—355.
6. *Воткевич Г. В., Мирошников А. Е., Поваренных А. С., Прохоров В. Г.* Краткий справочник по геохимии. М.: Недра, 1977. 184 с.
7. *Магомедов К. К.* О происхождении целестина в отложениях верхней юры — валанжина на Северном Кавказе//Тез. докл. IV конф. по геол. и полез. ископаемым Сев. Кавказа. Ессентуки, 1980. С. 326—329.
8. *Шведов В. Н.* Стронциеносность верхнеюрских и нижнемеловых отложений на Северном Кавказе: Дис. ...канд. геол.-мин. наук. Ростов на/Д.: РГУ, 1980. 29 с.

Центральная геологосъемочная
экспедиция ГГП «Севкавгеология»,
Ессентуки

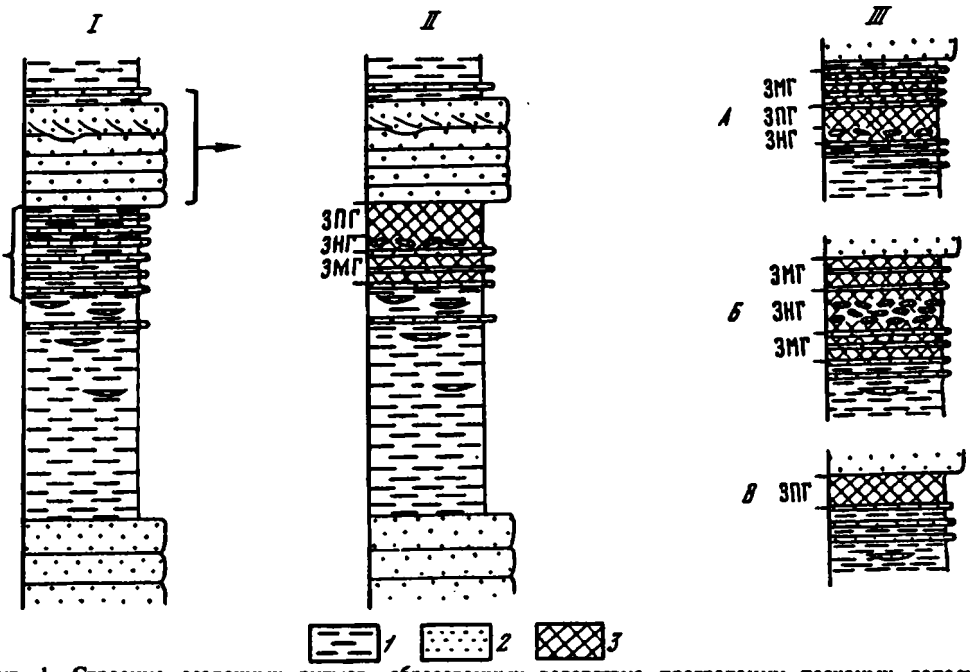
Поступила в редакцию
22.V.1992

УДК 551.4.042:551.762(479)

© 1994 Гаврилов Ю. О.

О ГРАВИТАЦИОННОМ ПЕРЕМЕЩЕНИИ ОСАДОЧНЫХ МАСС НА ПОВЕРХНОСТИ КОНУСА ВЫНОСА (ЛЕЙАС, СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ КАВКАЗ)

Исследования, проводившиеся на Северо-Восточном Кавказе в области распространения отложений конуса выноса древней реки, показали, что формирование мощной осадочной толщи сопровождалось разнообразными явлениями гравитационного перемещения осадочных масс по склону водоема. Этому способствовали высокие темпы накопления осадков на наклонной поверхности конуса, приводившие к нестабильному положению отложений на склоне. Наиболее распространенным видом гравитационных процессов было перемещение протяженных песчаных пластин, которые, несмотря на относительно



Фиг. 1. Строение осадочных ритмов, образованных вследствие проградации песчаных лопастей тоарской авандельты

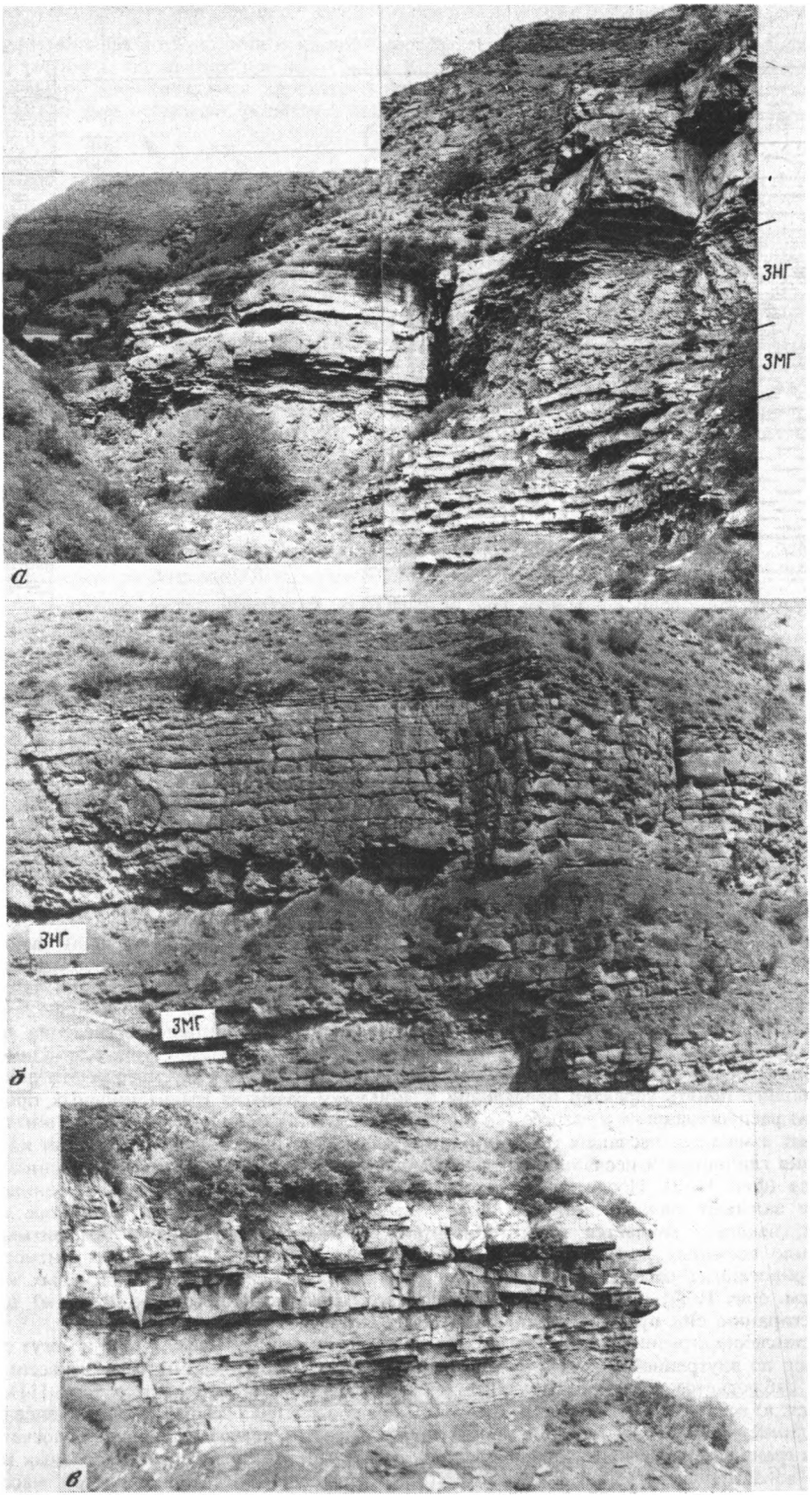
I — осадочный ритм до начала перемещения песчаной пластины (фигурной скобкой отмечен интервал преимущественного развития срывов и образования горизонтов гомогенизации); *II* — после перемещения песчаной пластины и образования асимметричного горизонта гомогенизации (ЗПГ — зона полной гомогенизации отложений, ЗНГ — зона неполной гомогенизации с включением фрагментов песчаных пластов, ЗМГ — зона межпластовой гомогенизации глинистых отложений); *III* — примеры горизонтов гомогенизации, в которых зоны с различным характером деструкции отложений прослеживаются в разных сочетаниях; *1* — глинистые породы; *2* — песчаники; *3* — гомогенизированные отложения

небольшую мощность (10—20 м и более), сохраняли в основном ненарушенной свою осадочную структуру. При этом под ними вдоль плоскости срыва породы интенсивно деформировались, перетирались, частично или полностью теряли первоначальный облик, в результате чего возникали своеобразно построенные *горизонты гомогенизации* отложений [1].

В процессе последующей работы нами были получены дополнительные сведения по строению горизонтов гомогенизации, а также описаны некоторые геологические структуры, возникшие вследствие перемещения песчаных пластин по склону. В настоящем сообщении рассмотрим эти данные, позволяющие полнее понять характер проявления и динамику развития гравитационных процессов.

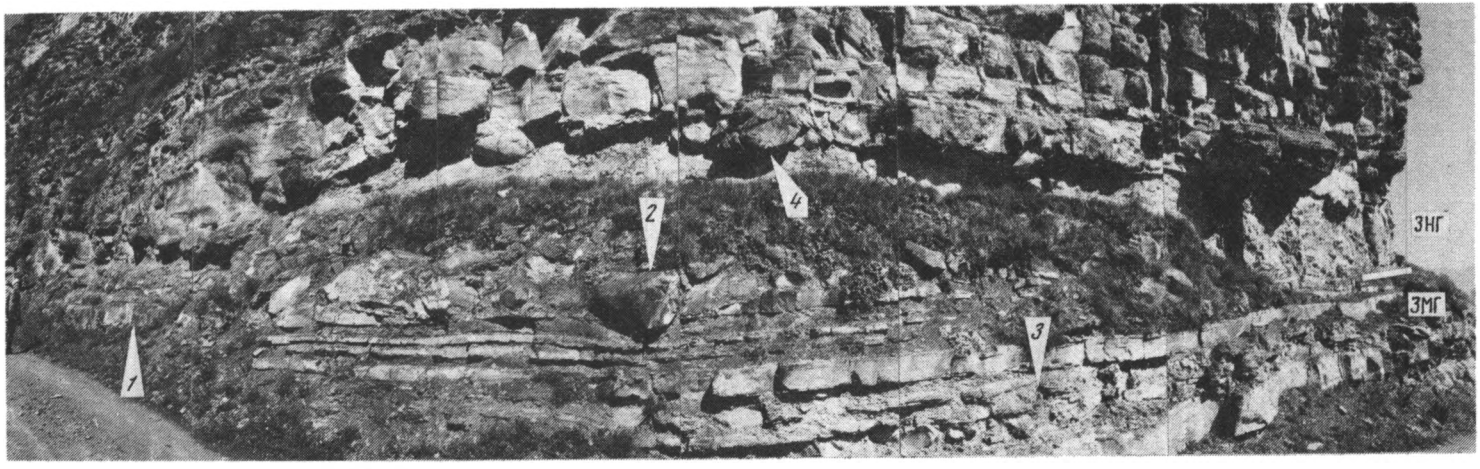
Анализ распространения в разрезе $J_{1\text{-}2}$ горизонтов гомогенизации показывает, что они практически отсутствуют в мощных песчаных или глинистых толщах, но широко распространены на интервалах чередования глинистых и песчаных пачек и располагаются под более или менее мощными пластами песчаников (фиг. 1—3). Последние являются частью определенным образом построенных ритмов: в основании залегают пачки глинистых пород, выше — переслаивающиеся глинистые и песчаные пласты и, наконец, венчается ритм горизонтом песчаников. Генетически эти ритмы отражают проградацию песчаных лопастей в пределах авандельт и фэнов. Внутри этих ритмов горизонты деструктурированных отложений приурочены к интервалам переслаивания песчаных и глинистых пластов (см. фиг. 1, *I*); мощность их меняется от нескольких дециметров до 7—10 м) (см. фиг. 2), а по простиранию они прослеживаются на многие сотни метров — километры.

Сопоставление строения разных горизонтов гомогенизации показывает, что они могут существенно различаться по внутренней структуре. Часто в горизонтах гомогенизации (прежде всего в наиболее мощных) наблюдается зональное строение (см. фиг. 1, *II*, *III*, фиг. 2 и работу [1]). При этом выделяются: а) зона полной гомогенизации (ЗПГ), представляющая собой более или менее однородную песчано-глинистую массу, в которой иногда прослеживается слабовыраженная полосчатость, обусловленная гранулометрической неоднородностью, возникшей при перетирании песчаных и глинистых слоев; б) зона неполной гомогенизации (ЗНГ): в однородной песчано-глинистой массе залегают включения фрагментов разорванных, деструктурированных песчаных пластов, как правило, с закругленными, «сточенными» краями, эллипсоидальной линзовидной или более сложной формы (см. фиг. 3 и работу [1]); в) зона межпластовой гомогенизации (ЗМГ): песчаные прослои в целом сохраняют ненарушенное залегание, в то время как разделяющие их глинисто-алевритовые отложения



Фиг. 2. Положение горизонтов гомогенизации в разрезах осадочных ритмов

Горизонты гомогенизации (*а*, *б*), в которых выделяются зона неполной гомогенизации (ЗНГ) с включениями сохранившихся фрагментов песчаных пластов, зона межпластовой гомогенизации (ЗМГ), горизонт гомогенизации небольшой (0,7 м) мощности (*в*)



Фиг. 3. Структура горизонта гомогенизации

гомогенизированы. Однако в ЗМГ песчаные пласты все же претерпевают некоторые изменения: иногда происходит «стирание» их верхних и нижних частей, а соответственно могут исчезать подошвенные и кровельные знаки (знаки течений, ряби), некоторые маломощные пласты могут приобретать четковидный облик, разлинзовываться.

Таким образом, по наличию такой зональности можно судить о том, что степень деформации первичной осадочной структуры в пределах горизонтов гомогенизации могла быть существенно различной. Полный профиль зональности — со всеми тремя зонами — характерен для немногих горизонтов; в разрезах гораздо чаще встречаются горизонты, в которых можно выделить две или даже одну зону, причем любую из трех; меняется также их сочетание (см. фиг. 1, *III*). Обычно горизонты гомогенизации характеризуются асимметричным строением (см. фиг. 1, *II*, *IIIA*, фиг. 2, 3), реже отмечается симметричное расположение зон с меньшей степенью гомогенизации по отношению к зоне с более интенсивной переработкой отложений (см. фиг. 1, *IIIБ*).

Образование в пределах горизонтов гомогенизации зон с различной степенью нарушения первоначальной осадочной структуры отложений, как нам представляется, происходило следующим образом. На наклонной поверхности конуса выноса при достижении некоторых предельных величин нагрузки вышележащих отложений (прежде всего песчаной пластины) вдоль недоуплотненных отложений в пачках переслаивания развивались срывы [1], плоскости которых были параллельны напластованию, и начинался процесс медленного перемещения песчаной пластины. Вдоль возникших срывов формировались горизонты гомогенизации, мощность которых по мере продвижения пластины могла изменяться. В результате действия сил трения сдвиговые напряжения передавались в слои, прилегающие к плоскости главного срыва, и в них также начинала нарушаться первоначальная структура отложений. Соответственно степень переработки отложений была неодинакова в разных частях горизонтов гомогенизации, уменьшаясь к их периферии. Причем зоны полной гомогенизации образовывались в слаболитифицированных отложениях с незначительной степенью диагенетической цементации песчаных пластов. Поскольку карбонатная цементация песков развивалась в нашем случае уже на самых ранних стадиях диагенеза, как правило, к моменту возникновения срывов песчаные пласты были достаточно твердыми и полной гомогенизации отложений не достигалось. Поэтому неполная гомогенизация встречается гораздо чаще, чем полная. Отметим, что если горизонт гомогенизации представлен только ЗНГ (с включениями фрагментов песчаных пластов), его можно ошибочно принять за продукты поверхностного срыва и оползания осадков. Однако его положение в разрезе осадочного ритма и присутствие даже маломощной ЗМГ позволяют достаточно уверенно судить о его происхождении.

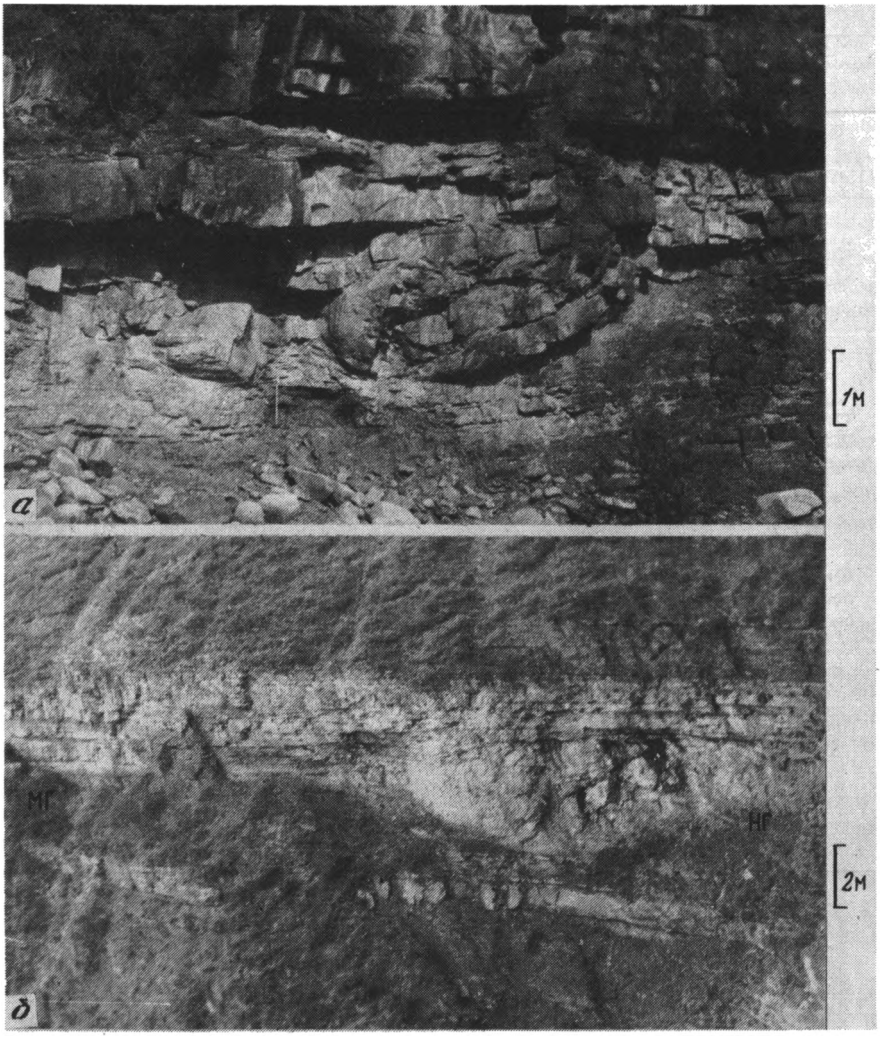
Ряд особенностей строения одного из горизонтов гомогенизации можно наблюдать на его панорамном изображении (см. фиг. 3). В нем выделяются зоны неполной и межпластовой гомогенизации. В ЗНГ находятся многочисленные включения фрагментов песчаных пластов разнообразной формы. Прослеживается, что один из песчаных пластов (стрелка *1*) по простиранию вправо деформирован, разорван, поверхность некоторых его фрагментов закруглена, «сточена» (стрелка *2*). Между пластами песчаников, в целом сохранивших свой первоначальный облик, залегает деструктурированная глинисто-алевритовая порода с фрагментами разорванных более тонких песчаных слоев (стрелка *3*). Обращает на себя внимание то, что нижний пласт из толщи песчаников деформирован в процессе перемещения пластины (стрелка *4*).

Как видим, нижние части песчаных горизонтов также подвергались различного рода воздействиям при образовании под ними срывов. Помимо разрушения нижнего пласта часто наблюдается его частичное срезание, истирание, в результате чего подошва песчаниковой толщи приобретает характер резкой и неровной границы (см. фиг. 2, *б*). Отмечены также случаи, когда в горизонты, в которых происходила гомогенизация отложений, «затягивались» песчаные пласты из смежных пачек, что приводило к образованию песчаных тел сложной и необычной формы [1]. Так, например, при перемещении песчаной пластины от ее подошвенной части могли отделяться пласты и внедряться в гомогенизированную массу. На фиг. 4, *а* показан один из таких случаев — отрыв и закручивание пласта в своеобразный «рулет» (эллипсоидальную форму этот закрутыш приобрел в процессе уплотнения отложений). Достаточно очевидно, что подобное закручивание пласта могло произойти при весьма медленном перемещении песчаной пластины.

В разрезах обычно наблюдается смена одного типа деформаций другим в вертикальном направлении, т. е. вертикальная зональность. Вместе с тем отмечен горизонт с изменением характера деформаций пород в латеральном направлении (см. фиг. 4, *б*). Здесь наблюдается переход от отложений с гомогенизированной глинисто-алевритовой массой между сохранившими свое первоначальное положение песчаными пластами (аналог зоны межпластовой гомогенизации) к хаотическим перемешанным, с включениями разорванных песчаных пластов отложениям, полностью потерявшим осадочную структуру (аналог зоны неполной гомогенизации). Подобная ситуация могла возникнуть в горизонте, в котором в основном происходила межпластовая гомогенизация, но на некотором участке (возможно, в результате деформации по какой-то причине одного из пластов или вследствие затягивания в горизонт гомогенизации пласта из вышележащей песчаной пачки) «нормальное» течение процесса было нарушено и произошло хаотическое перемешивание отложений, сохранявших до этого слоистую структуру.

В лейасовой толще только в одном случае нам удалось выявить горизонт гомогенизации со всеми присущими ему признаками, но над которым отсутствовал песчаниковый горизонт. Очевидно, это связано с перемещением песчаной пластины на относительно большое расстояние, в результате чего она исчезла из разреза.

Характеризуя в общем рассмотренное явление гравитационного движения осадочных масс по наклонной поверхности подводного фэна, отметим следующие присущие ему черты: 1) вниз по

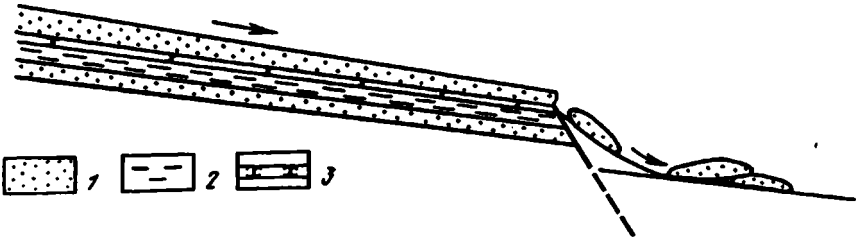


Фиг. 4. Горизонты гомогенизации с различной внутренней структурой

Горизонт с заключенным в нем закрученным пластом песчаника, оторванным от подошвы вышележащей песчаной пластины (*а*); горизонт с меняющимися по простиранию типом деформации отложений (*б*); слева — отложения с межпластовой гомогенизацией (МГ), справа — отложения неполной гомогенизации (НГ) с включениями фрагментов песчаных пластов (мощность — около 5 м)

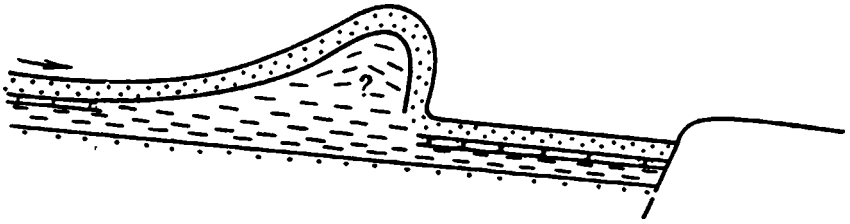
склону происходило перемещение протяженных (многие сотни метров — несколько километров) и относительно тонких (до нескольких десятков метров) песчаных пластин и, возможно, иногда некоторой части перекрывавших их осадков; 2) движение происходило медленными темпами; 3) перемещение осадочных пластин осуществлялось вдоль плоскостей срыва, которые образовывались вследствие напряжений, обусловленных нагрузкой (весом осадков); 4) осадочная пластина во время движения сохраняла свою первоначальную структуру. По нашему мнению, совокупность перечисленных черт позволяет рассматривать процесс перемещения осадочных пластин как одну из форм проявления крипа осадков, явления, достаточно широко развитого в областях морских склонов [3—5, 7—9].

Образование горизонтов гомогенизации в тоарской толще Дагестана было наиболее распространенным, но не единственным следствием крипа отложений. В некоторых случаях процесс осложнялся тем, что перед движущейся пластиной могли оказаться различные неровности склона — как отрицательные, так и положительные формы рельефа. Такие неровности возникают в результате различных причин и часто встречаются на поверхности современных подводных дельт [6 и др.]. Сближение движущейся пластины с уступом в рельефе (например, образовавшимся в результате конседиментационного сброса) могло приводить к тому, что фронтальные части пластины начинали разрушаться: от пластины отрывались относительно небольшие ее части, которые гораздо быстрее двигались вниз

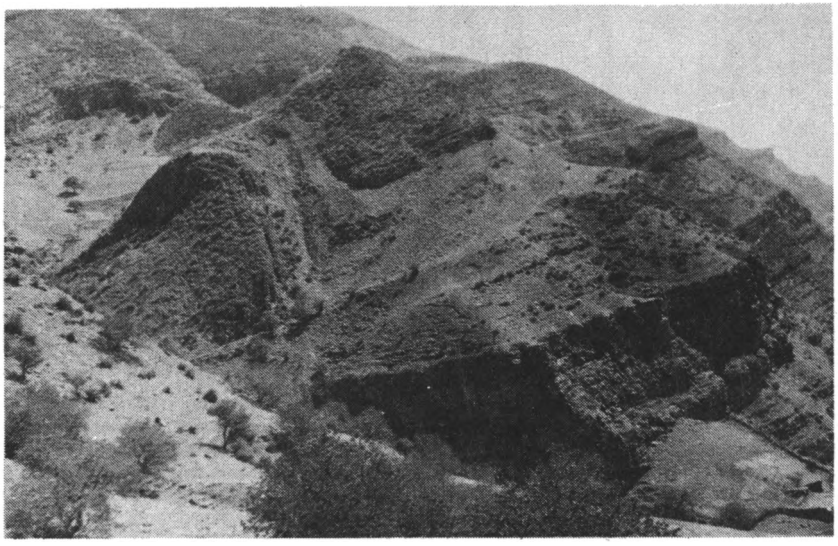


Фиг. 5. Схема разрушения осадочной пластины при ее движении через уступ в рельефе склона

1 — песчаники; *2* — глинистые породы; *3* — горизонт гомогенизации



Фиг. 6. Образование антиклинальной складки в результате смятия движущейся песчаной пластины при появлении на слоне препятствий. Условные обозначения см. на фиг. 5



Фиг. 7. Антиклинальная складка, образованная при смятии песчаной пластины

по склону (фиг. 5). Этот механизм, по-видимому, мог быть одной из причин образования скоплений оползневых тел различной морфологии, в которых наблюдаются существенные нарушения первоначальной осадочной структуры [2].

Иная картина возникла в тех случаях, когда фронтальные части перемещающейся пластины встречали препятствие и прекращали движение, но на них продолжали оказывать существенное давление тыловые части пластины, располагавшиеся выше по склону. Это могло привести к деформации пластины в виде пологих срывов и надвигов или складок. По нашему мнению, такова причина появления асимметричной антиклинальной складки в районе, где слои залегают преимущественно в виде пологой моноклинали (фиг. 6, 7). Ось складки ориентирована на юго-восток, что примерно соответствует здесь направлению простирания тоарского палеосклона. Складку образуют слои, залегающие над мощным песчаниковым горизонтом (на фотографии он обрывается высоким уступом), который не был подвержен деформации. Если юго-западное крыло складки крутое, то северо-восточное более пологое; причем при удалении от центра складки слои залегают все более полого и наконец

приобретают общее для всей толщи залегание (см. фиг. 6). Здесь под ними можно наблюдать горизонт гомогенизации, свидетельствующий о происходившем движении пластины. Смятие слоев в складку, очевидно, сопровождалось конседиментационным ростом на подводном склоне удлиненного поднятия в форме вала. Ядро складки в процессе ее формирования, очевидно, заполнялось в результате нагнетания в него пластичного глинистого материала из глинистого слоя, подстилавшего песчаную пластину.

Исследования, проводившиеся на территории всего Северного Кавказа, показали, что горизонты гомогенизации в основном приурочены к определенному району палеобассейна — конусу выноса древней реки. Гравитационное перемещение крупных осадочных пластин было явлением, широко здесь распространенным, и представляло собой закономерное звено процесса формирования толщи, будучи естественным продолжением осадочного процесса [1]. Вместе с тем следует учитывать, что накопление многокилометрового осадочного комплекса конуса выноса происходило на фоне интенсивного погружения ложа бассейна, что неизбежно должно было сопровождаться землетрясениями. Последние, очевидно, являлись одним из факторов, провоцировавших развитие процесса перемещения песчаных пластин по склону водоема.

Список литературы

1. *Гаврилов Ю. О.* Оползневые явления и образование горизонтов гомогенизации в области подводных конусов выноса (лейас, Северо-Восточный Кавказ)//Литология и полез. ископаемые. 1990. № 1. С. 49—58.
2. *Гаврилов Ю. О.* Разрушение осадочных накоплений на подводном конусе выноса (лейас, Северо-Восточный Кавказ)//Литология и полез. ископаемые. 1990. № 5. С. 80—95.
3. *Стоу Д. А. В.* Морские глубоководные терригенные отложения//Обстановки осадконакопления и фации/Под ред. Х. Дж. Рединга. М.: Мир, 1990. С. 141—194.
4. *Hill P. R., Moran K. M., Blasco S. M.* Creep deformation of slope sediments in the Canadian Beaufortn Sea//Geo-Mar. Lett. 1982. V. 2. P. 163—170.
5. *Nardin T. R., Hein F. J., Gorsline D. S., Edwards B. D.* A review of mass movement processes, sediment and acoustic characteristics, and contrasts in slope and base-of-slope systems versus canyon-fan-basin floor systems//Geology of continental slopes/Eds (—) Doyle L. J., Pilkey O. H. Tulsa, 1979. P. 61—73.
6. *Prior D. B., Coleman J. M.* Active slides and flows in underconsolidated marine sediments on the slopes of the Mississippi delta//Marine slides and other mass movements/By Eds Saxov S., Nieuwenhuis J. K. N. Y.: Plenum Press, 1982. P. 21—49.
7. *Prior D. B., Yang Z. S., Bornhold B. D. et al.* Active slope failure, sediment collapse and silt flows on the modern subaqueous Huanghe (Yellow River) delta//Geo-Mar. Lett. 1986. V. 6. P. 85—95.
8. *Silva A. J., Booth J. S.* Creep behavior of submarine sediments//Geo-Mar. Lett. 1985. V. 4. P. 215—219.
9. *Watkins D. J., Kraft L. M.* Stability of continental shelf and slope off Louisiana and Texas: geotechnical aspects//Framework, Facies and oil-trapping characteristics of the upper continental margin/Eds Bouma A. H., Moore G. T., Coleman J. M. Tulsa, 1978. P. 267—286.

Геологический институт РАН,
Москва

Поступила в редакцию
2.VI.1993

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 2, '1994

МЕТОДИКА

УДК 550.4 : 552.53(575.4)

© 1994 Шведов В. Н., Кулиев З. Д.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КИСЛОРОДА В ДАНБУРИТАХ ИЗ ПОЗДНЕЮРСКИХ ГИПСОАНГИДРИТОВЫХ ПОРОД ЮГО-ВОСТОЧНОГО ТУРКМЕНИСТАНА

В отличие от изотопного состава бора, изучение которого позволило определить особенности формирования и источники вещества для ряда природных боратов и боросиликатов [6, 7], изотопия кислорода в них изучена слабо. Такое исследование может представить интерес не только в генетическом плане, но и для оценки масштабов развития дефицитного борного сырья на его проявлениях. Известно, в частности [6], что величина $\delta^{18}O$ в датолите из крупных альпийских скарновых месторождений отрицательная, из мелких — положительная, а в данбурите мелких месторождений кислород утяжелен еще больше.

Боросиликат данбурит в виде неравномерно рассеянных округло-вытянутых белых включений, пылевидной вкрапленности, часто оконтуренных каемкой гидрооксидов и идиоморфных карбонатных кристалликов, наблюдается в под-, надсолевых и периферийных гипсоангидритовых комплексах калиеносных формаций [2—4, 8]. На юго-востоке Туркменистана бороносные гипсоангидриты нижнегаурдакской подсвиты кимеридж-титонского возраста, включающие линзы водяно-прозрачной каменной соли, прослои маркирующих известняково-доломитовых пород горизонтов *R* в средней части, конкреции кремнезема, залегают на породах оксфордской карбонатной толщи и перекрываются хлоридно-калиевыми отложениями верхнегаурдакской подсвиты [1]. Они выведены на дневную поверхность в контурах Гаурдакской и Кугитангской антиклиналей и хорошо прослеживаются в керне скважин на погружении под более молодые образования. Изотопный состав кислорода в отобранных нами при полевых исследованиях пробах данбурита, халцедона и карбонатов измерен Б. Г. Покровским в изотопно-геохимической лаборатории (ГИН РАН) на приборе МИ-1201 В. Ошибка определения $\delta^{18}O$ не превышает ±0,2‰. Кислород из силикатов был получен в результате реакции с ClF_3 при 400—500° С, а затем реакцией с графитом в присутствии платины при 600—700° С переводился в CO_2. Карбонаты разлагались ортофосфорной кислотой. Установлено, что кислород в изученных пробах сильно обогащен изотопом ^{18}O.

По величинам $\delta^{18}O$ и другим особенностям строения и состава среди изученных пород и минералов представляется возможным выделить следующие морфогенетические группы: 1) седиментационно-диагенетические; 2) эпигенетически измененные (таблица).

К первой группе нами отнесены пробы данбуритов, оксфордских и кимеридж-титонских известняков со значениями $\delta^{18}O$ 29,7 ÷ 33,2‰, формирование которых происходило в осолонявшемся морском водоеме в условиях изотопного равновесия воды и осадка. От нормально-морского оолитово-копролитового известняка к слабозасульфаченному на стадии диагенеза строматолитовому происходит увеличение $\delta^{18}O$ от 30,7 до 32,1‰ соответственно, проявляя совершенно определенную тенденцию к утяжелению изотопного состава кислорода по мере сгущения морской воды. Известняки обладают величинами $\delta^{13}C$ 3,2 ÷ 3,4‰, вообще характерными для неизмененных осадочных карбонатных пород района [5]. Единичная находка данбуритовой конкреции, обнаруженная в каменной соли, имеет близкий к известнякам изотопный состав кислорода ($\delta^{18}O$ 33,2‰). Некоторая обогащенность ее ^{18}O объясняется тем, что даже при близких условиях седиментации кислород в силикатах обычно тяжелее, чем в карбонатах. Исходя из пределов колебания величины $\delta^{18}O$ в описанных пробах данбурита и известняков к этой же группе мы отнесли и данбуриты со значениями $\delta^{18}O$ 29,7 и 30,1‰. Полученные данные по описанной группе образцов позволяют утверждать, что часть данбуритовых включений представляет собой практически незатронутые последующими процессами литогенеза седиментационно-диагенетические конкреции.

К группе эпигенетически измененных минералов авторы относят пробу кремниевой конкреции ($\delta^{18}O$ 22,1‰) из серого гипсоангидрита, а также основную часть образцов данбурита со значениями $\delta^{18}O$ от 25,9 до 28,6‰. Визуально признаки вторичного изменения конкреций кремнезема выражены редко встречающимся концентрически-зональным строением за счет чередования кремниевых и гипсовых зон, а под микроскопом — укрупнением их скрытозернистой структуры на отдельных участках. В боросиликатных же включениях при внешнем плотном облике проявлены микроскопические радиально развитые от многочисленных центров трещинки, выделяющие в массе данбурита

Результаты изотопных анализов силикатных минералов и карбонатных пород

Номер образца	Минералы, горные породы	$\delta^{18}O$, ‰	$\delta^{3}C$, РДВ
	Седиментационно-диагенетические		
122	Данбурит с ангидритом в каменной соли (59)	33,2	—
117	Известняк строматолитовый волнисто-слоистый, горизонт *R*, J_3km—t (293/III)	32,1	3,2
116	Известняк оолитово-копролитовый, J_3ox (293/III)	30,7	3,4
33	Данбурит в сером гипсоангидрите, 20 м выше горизонта *R* (1761/V)	30,1	—
2	Данбурит в белом гипсе, северо-запад Южного карьера	29,7	—
	Эпигенетически измененные		
119	Данбурит в сером мелкосетчатом комковатом гипсоангидрите (446/IV)	28,6	—
114	Данбурит в темно-сером гипсоангидрите (293/III)	27,9	—
120	Данбурит в сером комковатом гипсоангидрите (464/I)	27,8	—
6	Данбурит в светло-сером гипсоангидрите (1951/V)	27,7	—
7	Данбурит в светло-сером гипсоангидрите (15 м выше устья скв. 1951/V)	26,8	—
113	Данбурит в сером комковатом гипсоангидрите (308/II)	25,9	—
115	Кремниевая конкреция в сером гипсоангидрите, 30 м выше кровли J_3ox (293/III)	22,1	—

розетковидные формы. Явно постседиментационными процессами обусловлены и карбонатно-гидроксидные каемки вокруг боросиликатных желваков.

Изотопный состав кислорода в эпигенетически измененных конкрециях определялся, по нашему мнению, возникновением в осадке и последующими изменениями нормальных коллоидных растворов (золей). Следует предположить, что окончательное формирование изученных конкреций происходило, по-видимому, на постседиментационной стадии из золевой силикатной субстанции, которая теряла значительную часть воды и переходила в гидрогели, а в более жестких, чем в диагенезе, термодинамических условиях раскристаллизовывалась. Вынося катионы, выделявшийся раствор вступал в реакции взаимодействия с вмещающей породой, образуя карбонатно-гидроксидные каемки.

Катагенетические процессы, в результате которых преобразованы данбуритовые конкреции, не привели к интенсивной миграции и перераспределению бора, в результате чего могли появиться вторичные существенные концентрации борных минералов.

Список литературы

1. *Байков А. А., Беркелиев К. П., Жданов Б. П. и др.* Геология и полезные ископаемые Гаурдак-Кугитангского района Туркменской ССР. Ростов н/Д: Изд-во Ростов. ун-та, 1974. 264 с.
2. *Кореневский С. М.* Комплекс полезных ископаемых галогенных формаций. М.: Недра, 1975. 299 с.
3. *Коробов С. С., Малинко С. В., Седлецкий В. И.* Новые данные о борной минерализации в ангидритовой толще Средней Азии//Зап. ВМО. 1965. Т. 94. Вып. 6. С. 719—726.
4. *Кулигина В. М., Другов Г. М., Яржемский Я. Я.* Данбурит и стронциохильгардит в нижнекембрийских соленосных отложениях Восточной Сибири//Докл. АН СССР. 1966. Т. 171. № 3. С. 710—712.
5. *Лазарев И. С., Мамчур Г. П., Вдовиченко Г. М. и др.* О происхождении карбонатных пород верхнеюрских галогенной и карбонатной формаций Гаурдак-Кугитангского района по изотопному составу углерода//Литология и полез. ископаемые. 1978. № 6. С. 132—137.
6. *Малинко С. В., Лисицын А. Е., Сумин Л. В.* Изотопный состав бора в природных боратах с боросиликатом как индикатор условий их образования//Докл. АН СССР. 1982. Т. 267. № 2. С. 453—456.
7. *Малинко С. В., Лисицын А. Е., Сумин Л. В.* Изотопы бора в минералах — индикаторы источника рудного вещества//Сов. геология. 1987. № 3. С. 89—97.
8. *Черепанов В. А.* Данбуритовые диагенетические конкреции в девонской надсолевой толще на севере Сибири//Докл. АН СССР. 1965. Т. 1. № 4. С. 974—975.

Ростовский государственный
университет, Ростов-на-Дону

Поступила в редакцию
24.IX.1993

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 2, 1994

КРИТИКА

УДК 556 : 551.8

© 1994 Кононов В. И., Щербаков А. В.

О КНИГЕ С. И. СМИРНОВА «ИСТОРИЧЕСКАЯ ГИДРОГЕОЛОГИЯ»

Гидросфера Земли в широком ее понимании становится важным объектом исследования ученых многих стран, что связано прежде всего с расширением сферы поисков полезных ископаемых и водных ресурсов в том числе. Значительную остроту при этом приобрело изучение истории подземных вод в ходе геологического времени. Поэтому книга С. И. Смирнова «Историческая гидрогеология» является важным и своевременным вкладом в рассматриваемую проблему.

История в естественных науках решает две основные задачи: понять настоящее с помощью прошлого и, наоборот, прошлое — с помощью настоящего. И в том, и в другом случае переменной координатой исследований и их конечного результата — объяснения является время. Известно, что подземная гидросфера — система динамическая, развивающаяся в геологическом времени. Для ее изучения необходимо, как справедливо отмечает С. И. Смирнов, использовать концептуальный и методологический аппараты исторического познания.

Рецензируемая книга представляет собой первое крупное монографическое исследование проблемы геологического времени в региональной и генетической гидрогеологии. В ней описаны физические и хроностратиграфические способы датирования подземных вод и используется теория гидрогеохимических полей как основа историко-гидрогеологических исследований.

В первых главах монографии С. И. Смирнова большое внимание уделено задачам и принципам исторической гидрогеологии, а также основам и специфике ее методологии — сочетанию формальных и неформальных методов исследований (к первым относятся методы физической кинетики, ко вторым — методы исторической геологии). Исходя из того, что подземная гидросфера в целом представляет собой в термодинамическом отношении открытую систему, автор убедительно показал существование двух форм массопереноса в жидкостях — конвекции и диффузии. Распределение же минерального вещества в газовой фазе литосферы, по его мнению, допустимо рассматривать с позиции полей гравитации, концентрации и термики.

Значительное место в работе уделено особенностям палеогидрогеологии и исторической геологии. По определению автора, историческая гидрогеология в унисон с исторической геологией исходит из конкретных результатов наблюдения физической реальности — подземной гидросферы, а палеогидрогеология, учитывающая минеральные ассоциации прошлых геологических периодов,— это результат реконструкций на базе историко-геологических построений и принципа актуализма.

В книге подробно проанализировано значение времени в исторической геологии. Можно согласиться с автором, рассматривающим гидрогеологическую систему как систему тепло- и массообмена, в которой история водной фазы описывается эволюционными уравнениями математической физики. При этом С. И. Смирновым широко используется теория гидрогеохимических полей, построенная на базе методов и представлений физической кинетики.

Большое внимание уделено автором также особенностям гидрогеологической зональности. Им обосновывается положение, согласно которому формирование гидрогеологической зональности каждого бассейна определяется его геолого-структурной обстановкой, а также фациально-литологическими условиями пород. Последние могут обусловить, например, регионально выраженное изменение ионно-солевого состава подземных вод бассейна.

Вместе с тем большая многоплановая работа С. И. Смирнова, посвященная изучению во многом еще дискуссионной проблемы, вызывает ряд замечаний.

1. Недостаточно убедительна, на наш взгляд, критика существующих методов гидрогеологических палеореконструкций и самой их идеологии (с. 47—53). В частности, утверждение автора о невозможности реконструкции геохимического облика былых гидрогеологических систем — результат недооценки при палеореконструкциях методов многопланового и, что особенно важно, комплексного изучения газово-жидких включений в силикатах, петролого-геохимического анализа минеральных ассоциаций в гидротермально измененных породах, структурно-фациального анализа осадочных и метаморфических комплексов. Например, недавние исследования на объектах сверхглубокого бурения

[1] М.: Недра, 1991. 236 с.

(Кольская, Саатлинская скважины) показали плодотворность таких комплексных палеореконструкций закрытых и открытых систем.

2. При анализе уравнения сохранения масс, названного С. И. Смирновым, «основным уравнением конвективно-диффузионного массопереноса» (с. 169—173), автор прибегает к ряду произвольных или недостаточно обоснованных упрощений. Пренебрежение химическими реакциями в балансе массы лишает общности дальнейший анализ в применении к геологическим средам. К тому же здесь отсутствует и временная производная, т. е. рассматривается стационарный массопоток, однако в дальнейшем делаются выводы и в отношении нестационарных процессов «для всех геосфер с жидкой водной фазой» (с. 171).

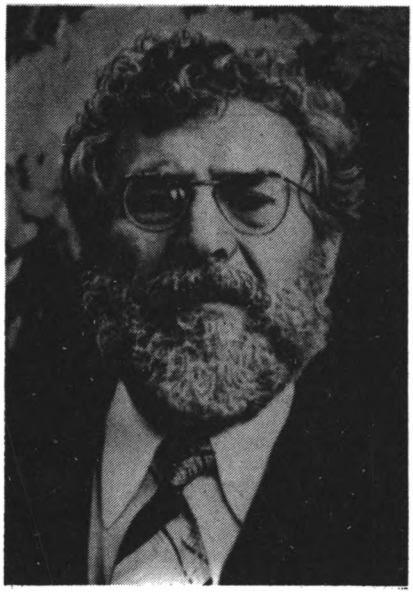
3. В уравнении теплопереноса автор пренебрегает конвективной составляющей потока тепла и вовсе не рассматривает его источники. Полученное таким образом уравнение теплопереноса является математической абстракцией и вряд ли может быть рекомендовано для исторического изучения любых геосистем. Не учитывается автором конвективный перенос вещества в предложенном уравнении массопереноса, которое описывает чисто диффузионный поток. Это снижает методологическую ценность данного уравнения.

4. При обсуждении вопросов формирования подземных вод автор, к сожалению, умаляет значение их изотопных датировок (с. 228). Однако в отечественной и зарубежной литературе широко пользуются изотопными показателями генезиса компонентов гидротерм (в частности, таким критерием, как величина $^3He/^4He$).

Сделанные замечания не снижают общей высокой ценности рецензируемой монографии. Она представляет собой глубокий труд, подводящий итог многолетних исследований автора в изучении гидросферы Земли. Книга рассчитана на широкий круг читателей, интересующихся историей подземных вод. С большим интересом ее будут изучать гидрогеологи, геологи и геохимики.

Геологический институт РАН,
Москва

Поступила в редакцию
13.IX.1993



К 80-ЛЕТИЮ А. Б. РОНОВА

16 декабря 1993 г. исполнилось 80 лет крупному геохимику, литологу и палеогеографу, академику Российской академии наук, профессору Александру Борисовичу Ронову. Начав свою трудовую жизнь рабочим Харьковского электромеханического завода и окончив здесь же фабрично-заводское училище, А. Б. Ронов с интересом знакомится с работой физиков Высоковольтной лаборатории украинского Физико-технического института, куда он был откомандирован заводом в качестве механика. В это же время он пробует свои силы в литературе, публикует очерки и стихи, его принимают в русскую секцию Союза пролетарских писателей Украины.

Сохранив любовь к литературному творчеству, А. Б. Ронов, однако, выбрал нелегкий путь геолога. В 1933 г. он поступает на геологический факультет Харьковского университета, откуда через два года переводится в Ленинградский государственный университет, который оканчивает в 1938 г. по специальности «геохимия». После окончания ЛГУ А. Б. Ронов работает геологом Ленинградского геологического управления, занимается геологической съемкой и изучением процессов метаморфизма и гранитизации в Карелии. В 1939 г. по рекомендации своего учителя акад. Ф. Ю. Левинсона-Лессинга А. Б. Ронов поступает в аспирантуру Радиевого института АН СССР в лабораторию В. В. Белоусова.

В годы Великой Отечественной войны А. Б. Ронов участвует в работах по изысканию и изучению нефтяных месторождений «Второго Баку» в составе Волго-Башкирской экспедиции СОПС АН СССР. В 1943 г. он защищает кандидатскую диссертацию, после чего ему поручается руководство саратовской газовой экспедицией Главгазтоппрома при Совнаркоме СССР, проводившей работы по разведке газовых месторождений в Поволжье и Заволжье. В последующие годы А. Б. Ронов продолжает участвовать в поисковых работах на нефть и газ в составе Азербайджанской нефтяной экспедиции СОПС АН СССР, сочетая эти работы с научными исследованиями в области тектоники, литологии и палеогеографии.

В 1944 г. акад. О. Ю. Шмидт приглашает А. Б. Ронова в докторантуру Института теоретической геофизики АН СССР. Здесь он проводит детальное исследование осадконакопления и тектонической истории развития европейской территории СССР, что привело его к созданию объемного метода, получившего широкую известность и заложившего основу системы количественных методов. В последующие годы под его руководством и при непосредственном участии были проведены комплексные исследования истории осадконакопления в пределах крупных регионов (Русская платформа, Кавказ, Урал и др.). Эти работы продолжаются и в настоящее время в Институте геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского РАН, где А. Б. Ронов работает с 1950 г., а в 1954 г. создал лабораторию геохимии осадочных пород. Проводимые здесь исследования опираются на огромный материал по литологии, минералогии и химическому составу осадочных пород разного возраста и генезиса. Геологической основой геохимических расчетов явилась серия литолого-палеогеографических карт крупных регионов: Русской платформы, ее геосинклинального обрамления и, наконец, территории всего бывшего Советского Союза, которые были изданы в виде трех атласов (1953, 1961—1962, 1967—1969 гг.). А. Б. Ронов был одним из инициаторов, руководителей и непосредственных авторов этих работ, которые проводились огромным коллективом советских геологов при участии специалистов из социалистических стран. Один из атласов — «Атлас СССР» — был назван американскими специалистами «советским стратиграфическим спутником». Совместно с акад. В. Е. Хаиным А. Б. Ронов

разработал теоретические основы построения карт литологических формаций мира как для континентального блока Земли, так и, начиная с верхней юры, для Мирового океана. На базе этих карт составлены тома «Атласа литолого-палеогеографических карт мира», первый из которых вышел в 1984 г. («Поздний протерозой и палеозой континентов»), а второй — в 1989 г. («Мезозой и кайнозой континентов и океанов»).

По составленным картам рассчитаны объемы осадочных и вулканогенных пород и осадков различного генезиса, отложившихся на разных этапах развития осадочной оболочки в пределах каждого из континентов и в разных частях Мирового океана. Эти фундаментальные эмпирические оценки, являясь уникальными, вызвали после их опубликования огромный интерес геологической общественности и явились фактической основой для построения глобальных моделей российскими и зарубежными геологами, геохимиками и палеоклиматологами.

Эти сводки большого фактического материала послужили для А. Б. Ронова и его сотрудников основой и для глобальных геохимических и палеоклиматических построений.

Широко известная дискуссия А. Б. Ронова с акад. Н. М. Страховым привела к более четкой формулировке и обоснованию некоторых принципов количественного подхода к исследованию осадочного процесса, т. е. к усилению и развитию количественных методов, энтузиастом внедрения которых в геологические науки является А. Б. Ронов.

Используя данные оценок масс карбонатных пород, накопленных в осадочной оболочке на разных этапах фанерозоя, а также полученные им данные о массах органического вещества, А. Б. Ронов совместно с акад. М. И. Будыко разработал модель изменения содержания углекислого газа и кислорода в атмосфере Земли в фанерозое. Эта модель, использующая идеи В. И. Вернадского, а также положенные в ее основу фактические данные и анализ геохимических циклов углерода и кислорода явились содержанием монографии «История атмосферы Земли», опубликованной в 1985 г. совместно с М. И. Будыко и акад. А. Л. Яншиным и сразу же переведенной на английский, японский и китайский языки.

Совместно с акад. А. П. Виноградовым, а затем со своими сотрудниками А. Б. Роновым были выполнены фундаментальные исследования по эволюции химического состава основных типов осадочных пород в ходе геологической истории, по химическому строению оболочек земной коры, по сравнительному исследованию истории геохимических процессов в пределах платформ и геосинклиналей, по эволюции вулканизма на континентах и в океанах, по истории формирования состава газов атмосферы и вод океана.

Новаторскими явились многие исследования А. Б. Ронова и его школы по геохимии ряда отдельных элементов в осадочном процессе (марганца, фосфора, углерода, элементов-гидролизатов, радиоактивных и редкоземельных элементов, лития и др.), по геохимии стабильных изотопов углерода, серы и кислорода.

Эти разносторонние разработки привели А. Б. Ронова к определенной концепции геохимической эволюции наружных оболочек Земли, в которой различные факторы: тектонический, палеогеографический, глубинный вулканизм и, наконец, жизнь — оказались причинно связанными, формируя сложную динамическую систему биосферы Земли. Тем самым концепция А. Б. Ронова развивает и насыщает большим и важным эмпирическим материалом учение В. И. Вернадского о биосфере.

Работы А. Б. Ронова и его школы, его идеи и методические подходы, фундаментальные фактические данные широко известны и ценятся во всем мире.

В прошедшее десятилетие А. Б. Ронов выпустил целую серию обобщающих работ, высоко оцененных научным сообществом. Помимо уже упоминавшихся книг и атласов — это работа о согласованных геохимических трендах в важнейших типах осадочных и магматических пород в истории Земли, установившая эволюционные изменения состава глубинного вещества, формирующего земную кору и осадочную оболочку (1992 г.); это сводка по геохимическому циклу серы и ее изотопов в осадочной оболочке и земной коре (1983 г.); это книга «Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов» (1990 г.); наконец, это монография «Стратисфера или осадочная оболочка Земли», только недавно вышедшая из печати и наиболее полно излагающая взгляды А. Б. Ронова и полученный в результате многолетних исследований огромный фактический материал.

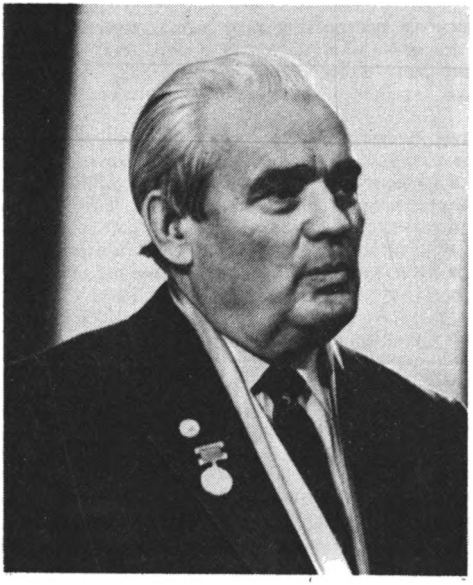
За вклад в развитие геохимической науки А. Б. Ронов был в 1984 г. награжден золотой медалью имени В. И. Вернадского. В 1986 г. Геологическое общество Америки избрало его своим почетным членом, а в 1991 г. в его честь организовало коллоквиум «Проблемы литологической и геохимической эволюции осадочных пород» на годичном собрании Общества. В 1992 г. Российская академия наук избрала А. Б. Ронова своим действительным членом (академиком).

Коллеги, ученики и друзья Александра Борисовича рады высказать свое теплое отношение и огромное уважение. Нас поражает научная смелость, исключительная целеустремленность и огромная работоспособность, которые позволили ему наряду с выполнением многих практически важных работ последовательно развивать концепции глобальной геохимии.

Мы с огромным удовольствием поздравляем Александра Борисовича с юбилеем, желаем ему здоровья, сил, сохранения энтузиазма и с нетерпением ждем новых научных идей и выдающихся теоретических обобщений.

Редколлегия журнала
«Литология и полезные
ископаемые»

Междуведомственный
литологический комитет
РАН



К 75-ЛЕТИЮ П. П. ТИМОФЕЕВА

14 ноября 1993 г. исполнилось 75 лет со дня рождения советника при дирекции Геологического института РАН, доктора геолого-минералогических наук, профессора, члена-корреспондента РАН, лауреата Государственной премии СССР Петра Петровича Тимофеева.

Крупным вкладом в теорию и практику решения проблем литологии и угольной геологии явились фациальные и формационные исследования П. П. Тимофеева мезозойских и кайнозойских отложений Тувы, Южной Сибири, Средней Азии, Урала, Кавказа, Крыма и Украины, а также областей современного осадко- и торфонакопления Рионского межгорного прогиба, Прибалтики, Кубы и Флориды (США). В монографиях «Юрская угленосная формация Тувинского прогиба» (1964 г.), «Геология и фация юрской угленосной формации Южной Сибири» (1969 г.) и «Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия ее образования» (1970 г.) П. П. Тимофеев развил генетическое направление в угольной геологии, предложил метод детального литолого-фациального изучения и сформулировал основы формационного анализа угленосных отложений как метода их историко-геологического познания. В последующих публикациях П. П. Тимофеевым показана универсальность этих методов и их применимость для всего комплекса осадочных образований. Литолого-фациальные исследования в его представлении не являются самоцелью, а служат начальным этапом при решении не только частных (литологических, минералогических, геохимических), но и ряда общегеологических проблем.

Работы П. П. Тимофеева по формационному анализу во многом развивают идеи основоположников этого метода, академиков Н. М. Страхова, Н. С. Шатского, члена-корреспондента АН СССР Ю. А. Жемчужникова и других выдающихся ученых. Формация рассматривается П. П. Тимофеевым как генетически обусловленное геологическое тело, связанное с определенной структурой и этапом развития того или иного региона. Применяя литолого-фациальный и формационный методы анализа, П. П. Тимофеев раскрыл детали внутренних генетических связей многих геологических явлений, характерных для юрской угленосной формации Южной Сибири. Им предложена новая корреляционная стратиграфическая схема юрских отложений этого региона, отражающая этапность развития особенностей строения формаций в отдельных частях Южной Сибири. Принципиально важным моментом является выделение четырех типов торфонакопления (дельтово-прибрежного, дельтового, долинно-речного и озерного). Оно имеет как теоретическое, так и практическое значение для прогноза угленосности и планирования разведочных работ на уголь. По материалам этой монографии П. П. Тимофеев в 1967 г. защитил докторскую диссертацию, а сам автор в 1972 г. был удостоен звания лауреата Государственной премии СССР.

П. П. Тимофееву принадлежит ведущее место среди ученых, работающих над проблемами генезиса и углефикации органического вещества, концентрированного в углях и рассеянного в осадках и породах терригенных формаций. П. П. Тимофеев впервые на конкретном материале рассмотрел угольный пласт как один из звеньев процессов образования угленосных формаций. Это позволило ему еще по материалам Донбасса выявить связь генетических типов углей с палеотектоническими обстановками осадко- и торфонакопления. Эта связь в дальнейшем подтвердилась на других угленосных формациях СССР и зарубежных стран (США, ФРГ, Великобритания, Франция, Бельгия и др.) и явилась основой разработки принципов генетической классификации гумусовых углей и объяснения генезиса с геологических позиций.

Построенная П. П. Тимофеевым первая в мире геологическая генетическая классификация гумусовых углей СССР принята Международным комитетом по петрологии углей как «Система

Геологического института Академии наук СССР, Москва». Генетическая классификация гумусовых углей представляет собой систему, в которой каждый генетический тип угля выделен по структуре органического вещества, занимает в ней определенное место, генезис которого зависит от сочетания палеогеографических и палеотектонических обстановок осадко- и торфонакопления.

Последние 20 лет Тимофеев П. П. сосредоточил свою научную деятельность на решении двух фундаментальных проблем. Первая из них связана с эволюцией водных бассейнов и континентов в истории Земли и формированием их осадочных образований. Он возглавляет проект «Осадки» (литология) Государственной программы «Мировой океан». Один из главнейших выводов — современные океаны представляют собой молодые (верхний мел) образования, отвечающие высшей стадии развития свободной гидросферы, что подтверждается многими нашими и зарубежными учеными. Начата организация исследований по составлению детальных палеогеографических карт Мирового океана. Вторая проблема представляет разработку учения о геологических осадочных формациях как крупных седиментационных телах.

Тимофеев П. П. большое внимание уделяет подготовке научных кадров высшей квалификации. Под его непосредственным руководством защищено 25 докторских и свыше 35 кандидатских диссертаций. По его инициативе и активном участии в 1983 г. организованы кафедра «Литологии и морской геологии» на геологическом факультете Московского государственного университета и филиал кафедры в Геологическом институте РАН. Тимофеев П. П. читает для студентов два курса — «Учение о фациях и палеогеография» и «Учение о геологических осадочных формациях». Им опубликовано около 350 работ. Он является автором четырех и соавтором семи монографий.

Большое внимание Тимофеев П. П. уделяет также научно-организационной работе: председатель Экспертного совета по наукам о Земле ВАКа, научный руководитель секции «Литология» в ГИНе РАН, председатель Специализированного докторского ученого совета ВАКа при Геологическом институте РАН (литология, осадочная геохимия, геология океанов и морей). П. П. Тимофеев представляет литологию в различных организациях как в нашей стране — председатель Междуведомственного литологического комитета РАН, председатель секции литологии (седиментологии) Национального комитета геологов, член редколлегии журнала «Литология и полезные ископаемые», так и за рубежом — член Совета Международной ассоциации седиментологов и член бюро Международного проекта «Глобальная осадочная геология», член редколлегии международного журнала «Уголь».

Тимофеев П. П. награжден орденами «Октябрьской революции» (1978 г.), «Трудового Красного Знамени» (1975 г.), «Дружба Народов» (1989 г.) и шестью медалями.

Свой юбилей П. П. Тимофеев встречает в расцвете сил; литологи Геологического института РАН, Междуведомственного литологического комитета и редколлегия журнала от всей души желают ему здоровья и новых успехов в науке!

Редколлегия журнала «Литология и полезные ископаемые»

Междуведомственный, литологический комитет РАН

Сотрудники ГИН РАН

ВЛАДИМИР ВИКТОРОВИЧ БУРКОВ

11 октября 1993 г. скоропостижно скончался Владимир Викторович Бурков, ведущий научный сотрудник Института минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов РАН и РОСКОМНЕДРА, кандидат геолого-минералогических наук, известный специалист в области геохимии редких элементов, экзогенной минерагении редких элементов, геохимии осадочных формаций и кор выветривания, много сделавший для развития сырьевой базы редких элементов России.

Владимир Викторович родился 6 января 1932 г. в Саратове в семье врача и преподавательницы русского языка и литературы. В 1949 г. он окончил школу и поступил в Саратовский университет на геологический факультет, который и закончил с отличием в 1954 г. по специальности «геохимия». После окончания учебы Владимир Викторович был направлен в Москву в распоряжение Президиума АН СССР как молодой специалист, проявивший способности к научной работе. В августе 1954 г. он был зачислен на работу в ЛаМГРЭ (позднее преобразован в ИМГРЭ) на должность младшего научного сотрудника и принял участие в исследованиях по двум крупным вневедомственным научным проблемам, курируемым в те годы АН СССР,— геохимии редких элементов и закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых.

Первым значительным результатом научной деятельности Владимира Викторовича Буркова была фундаментальная характеристика геохимии, минералогии и экзогенных типов месторождений стронция — элемента крайне интересного и противоречивого по своему геохимическому поведению в эндо- и экзогенных процессах рудообразования и дефицитного в те годы для промышленности страны.

По результатам этих исследований Владимиром Викторовичем была защищена в 1963 г. кандидатская диссертация и опубликована монография, не потерявшая своей научной значимости и по сей день.

В 1970 г. Владимиру Викторовичу было присвоено звание старшего научного сотрудника, а в 1972 г. он был назначен заведующим сектором ИМГРЭ, основным направлением работ которого являлись экзогенная геохимия и минерагения редких элементов. Это направление работ Владимир Викторович и курировал в ИМГРЭ до последнего дня своей жизни.

В секторе под руководством В. В. Буркова за этот период был проведен большой комплекс исследований, направленный на обеспечение сырьевой базы страны месторождениями ряда дефицитных редких и рассеянных элементов — стронция, германия, бора, редких земель, циркония, гафния, ниобия, тантала и др. Рекомендации, данные коллективом сектора Министерству геологии СССР и региональным управлениям по направлению геологоразведочных работ, прогнозу, поискам и оценкам объектов, способствовали оперативному решению геологической службой страны стоящих перед ней задач и экономии сотен миллионов рублей при проведении геологоразведочных работ.

В начале 70-х годов в России по инициативе АН СССР и Мингео СССР были развернуты работы по корам выветривания, являющимся важнейшим сырьевым источником ряда элементов, в том числе и редких. Результаты исследований В. В. Буркова по этой проблеме были частично отражены в монографии, описывающей латеритные коры выветривания Курской магнитной аномалии, вышедшей в свет в 1976 г. и в серии статей, посвященных редкометаллоносным корам выветривания, опубликованных в период 1970—1992 г.

Основными направлениями работ В. В. Буркова по этой тематике были комплексное использование месторождений кор выветривания, показанное на примере каолиновых месторождений Украины и других объектов, новые типы редкометальных месторождений в корах выветривания, рассмотренные на примерах месторождений редких земель, циркона, гафния, олова, вольфрама, золота в ряде регионов России и СНГ и геохимия процессов корообразования.

В последнее десятилетие Владимир Викторович уделял много внимания сложной проблеме экзогенной геохимии, имеющей важнейшее практическое значение — подвижности элементов в

экзогенных условиях. Практическая значимость этой проблемы обусловлена тем, что на территории России фонд крупных богатых месторождений, выходящих на поверхность, почти исчерпан и перспективы развития сырьевой базы России связаны в основном со слепыми и погребенными месторождениями, поиски которых ведутся прежде всего геохимическими методами с использованием вторичных ореолов рассеяния.

Для решения этой проблемы В. В. Бурковым разработано принципиально новое понятие об относительной геохимической подвижности элементов в экзогене на основе сопоставления их кислотно-щелочных свойств. Такой подход позволяет полнее учитывать возможности миграции элементов в различных конкретных геолого-геохимических обстановках экзозоны и надежнее судить о возможности обнаружения погребенных и слепых месторождений по вторичным ореолам рассеяния. Перспективен он и при изучении месторождений собственно коры выветривания.

Для работы В. В. Буркова характерна тесная связь теоретических проблем и практических задач. Описание генетических типов месторождений стронция сопровождается практическими рекомендациями по направлению геологоразведочных работ; теоретическое изучение геохимии редкоземельных элементов в корах выветривания завершается рекомендациями по выделению и оценке месторождений редких земель, резко обогащенных индивидуальными, дефицитными для страны элементами этой группы.

Владимир Викторович Бурков не замыкался в рамках кабинетной научной деятельности, он вел также большую организационную и общественную работу. Так, в течение многих лет он был куратором Министерства геологии СССР по стронцию, цирконию и гафнию, участвовал в разработке ряда отраслевых программ по совершенствованию сырьевой базы страны. Владимир Викторович был награжден медалью «Отличник разведки недр».

Его преждевременная кончина — большая потеря для геологии и для его многочисленных друзей и коллег. Светлая память о нем — замечательном человеке, крупном литологе-геохимике и человеке, искренно беспокоившимся об улучшении сырьевой базы Родины, сохранится в наших сердцах.

Редакционная коллегия журнала
«Литология и полезные ископаемые»

Междуведомственный литологический
комитет РАН

Институт минералогии, геохимии и
кристаллохимии редких элементов РАН
и РОСКОМНЕДРА

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., ЗОЛОТАРЕВ Б. П., КОНОНОВ В. И., КОНЮХОВ А. И., МАШКОВЦЕВ Г. А., МИГДИСОВ А. А., МУРДМАА И. О., РОНОВ А. Б., СЕДЛЕЦКИЙ В. И., СИДОРЕНКО С. А., ЯПАСКУРТ О. В.

EDITORIAL BOARD:

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

BUTUZOVA G. Ju. (secretary in charge), VOLKOV I. I., DMITRIEVSKY A. N., ZOLOTARYOV B. P., KONONOV V. I., KONYUKHOV A. I., MASHKOVTSEV G. A., MIGDISON A. A., MURDMAA I. O., RONOV A. B., SEDLETSKY V. I., SIDORENKO S. A., YAPASKYRT O. V.

Адрес редакции:

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

Зав. редакцией *Т. А. Шелепина*

Технический редактор *Т. М. Кроткова*

Сдано в набор 02.02.94 Подписано к печати 15.03.94 Формат бумаги 70 × 100$^1/_{16}$
Печать офсетная Усл. печ. л. 11,7 Усл. кр.-отт. 5,4 тыс. Уч.-изд. л. 14,8 Бум. л. 4,5
Тираж 454 экз. Зак. 838 Цена 80 р.

Адрес редакции: 109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7,
ГИН РАН: тел. 230-81-77
Московская типография № 2 ВО «Наука», 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 6

80 р.
Индекс 70493

ВНИМАНИЕ ПОДПИСЧИКОВ!

Подписка на второе полугодие 1994 года предполагается в марте месяце.

Журналы Российской Академии наук включены в каталог "ИЗВЕСТИЙ" Роспечати.