

Советская геология



I/1991

Минерально-сырьевые основы суверенитета
Тектоника плит и Госгеолкарта-50
Новые гравиметрические карты
Фосфориты в глауконитовых формациях
Научные открытия в области геологии

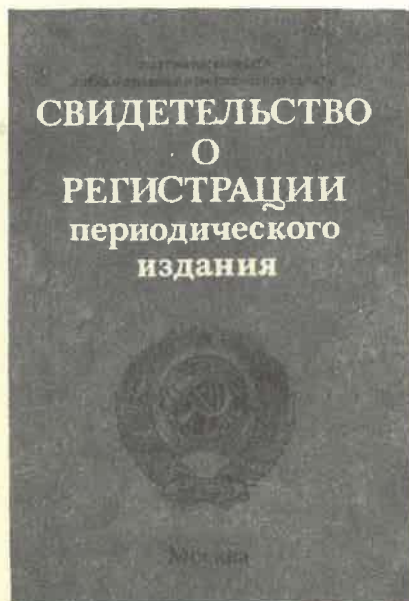
**Геологическим организациям и предприятиям
Организациям Всесоюзного научно-технического
геологического общества**

**ГЕОЛОГАМ ПРОИЗВОДСТВЕННИКАМ,
УЧЕНЫМ, НАУЧНЫМ РАБОТНИКАМ,
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ДИСЦИПЛИН
ПРЕПОДАВАТЕЛЯМ**

В соответствии с Законом СССР "О печати и других средствах массовой информации" журнал "Советская геология" зарегистрирован в качестве общесоюзного издания. Учредителями журнала являются Министерство геологии СССР и Всесоюзное научно-техническое геологическое общество. Учредители предполагают существенно расширить участие научно-технической общности страны в пропаганде достижений нашей науки, в формировании содержания журнала и его распространении.

В 1991 г. журнал намечает публикацию статей, посвященных передовым методам прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых, развитию приоритетных направлений геологической науки и практики. Будут освещаться проблемы дальнейшего изучения геологического строения различных регионов страны, окраинных и внутренних морей и Мирового океана, развития минерально-сырьевой базы, глубинного строения Земли, проблемы геоэкологии. Продолжится публикация статей по совершенствованию хозяйственного механизма и улучшению экономики геологоразведочных работ. Будет помещаться информация о семинарах и совещаниях, реклама научных и производственных организаций, совместных предприятий, очерки по истории геологических исследований и открытий.

В журнале вводится новая рубрика "Научные открытия и изобретения", в которой будут публиковаться материалы по научным открытиям в области наук о Земле, о новых способах поисков и разведки полезных ископаемых, обзоры зарубежных патентов и т.п.



Журнал будет помещать информацию о деятельности Всесоюзного научно-технического геологического общества и его организаций.

Уважаемые товарищи! Учредители журнала "Советская геология" рассчитывают на вашу широкую поддержку при распространении журнала и публикации в нем рекламных материалов. Благодаря нашим совместным усилиям могут быть преодолены экономические трудности, связанные с выпуском журнала в 1991 году.

Редколлегия
Центральное управление ВНТГО

Советская геология

Ежемесячный научный журнал

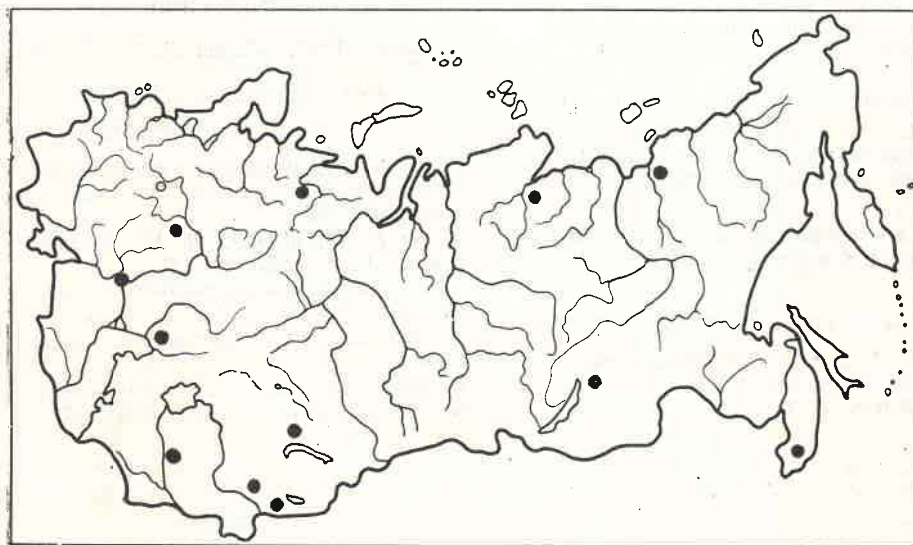
Основан в марте 1933 года

I/1991

Учредители

Министерство геологии СССР

Всесоюзное научно-техническое
геологическое общество



РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор **А. И. КРИВЦОВ**

Ю. И. Бакулин, Г. Р. Бекжанов, Э. К. Буренков, В. С. Быкадоров, Н. Н. Ведерников, И. Ф. Глузов, И. С. Грамберг, Т. В. Джанелидзе, А. Н. Еремеев, В. А. Ерхов, А. И. Жамойда, А. Н. Золотов, Е. Н. Исаев, А. Б. Каждан, В. И. Казанский, Л. И. Красный, Н. В. Межеловский, С. С. Мухин (зам. главного редактора), В. А. Нарсеев, Л. Д. Овчининская (отв. секретарь), В. А. Петров, Д. А. Родионов, А. Ю. Розанов, Г. В. Ручкин, Е. И. Семенов, В. В. Семенович, В. С. Сурков, К. И. Сычев, В. П. Федорчук, А. А. Шпак, А. Д. Щеглов (зам. главного редактора), В. А. Ярмолюк



МОСКВА «НЕДРА»

Содержание

Габриэлянц Г. А. Минерально-сырьевые основы экономического развития страны	3	сложных седиментационных и тектонических структур	50	
ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ		РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА		
Иванов В. В., Антоненко Е. Ф., Обухова С. Н. Поля газонасыщенности и избыточных давлений в осадочных толщах	11	Абрамович И. И., Межеловский Н. В., Мусатов Д. И., Сигачева Н. Н. Тектоника плит и Госгеолкарта-50	57	
Ларская Е. С., Пентина Т. Ю., Телкова М. С., Полянская В. С., Храмова Э. В., Загулова О. П. Распределение и состав битумов в продуктивных толщах месторождений	20	<u>Нечаева И. А.</u> Черты сходства и отличия в следах покровного оледенения и космогенных взрывов	66	
МЕТАЛЛОГЕНИЯ		МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ		
Николаева Е. И., Кажихин М. А., Голованов И. М. Рудоносность медно-порфировых рудно-магматических систем	28	Дундо Г. П. Редкометаллоносные граниты севера Байкальской горной области	71	
РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ		ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ		
Калита А. П. Исследования комплексной ценности месторождений полезных ископаемых	34	Гайнанов А. Г., Левин Л. Э., Сажина Н. Б. Новые гравиметрические карты	76	
Брагин Ю. Н. Новый тип фосфоритов в глауконитовых формациях Восточно-Европейской платформы	41	ХРОНИКА, ИНФОРМАЦИЯ		
СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ		Развитие международного научно-технического сотрудничества Министерства геологии СССР		86
Корень Т. Н., Аристов В. А., Дженчураева А. В., Лыточкин В. Н. Биостратиграфические методы изучения		Козин Н. Н., Мишиев В. Н., Булавинцев Д. А., Розенблюм И. С. Новости юношеского геологического движения страны		87
		Памяти Евгения Михайловича Шмариовича		89
		Список статей, опубликованных в журнале «Советская геология» в 1990 г.		90

Художественный редактор В. А. Андросов
Технический редактор С. Г. Веселкина
Корректор Э. А. Ляхова

Сдано в набор 26.11.90. Подписано в печать 14.12.90. Формат 70×108^{1/16}.
Бумага книжно-журнальная. Печать высокая. Усл. печ. л. 8,75 с вкл. Усл. кр.-отт. 9,27 с вкл.
Уч.-изд. л. 10,41 с вкл. Тираж 2195 экз. Заказ № 553. Цена 1 р. 60 к.

Адрес редакции: 123812, Москва, Бол. Грузинская, 4/6
Телефоны: 254-60-72, 254-29-56
Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Ленинград, Средний пр., 72

© Издательство «Недра», «Советская геология», 1991

Минерально-сырьевые основы экономического развития страны

Г. А. ГАБРИЭЛЯНЦ (Миннеаполис, СССР)

Человеческая деятельность по обеспечению собственного существования по своей сути является процессом преобразования природных ресурсов Земли в формы, доступные для потребления. Уровень благосостояния народов и стран определяется как богатством природными ресурсами соответствующих территорий, так и умением превращать такие ресурсы в потребляемые формы наиболее эффективными и экономичными путями. Минерально-сырьевые ресурсы — это важнейшая часть материальной основы развития человеческого общества. В современном мире добывается около 200 видов полезных ископаемых. Минеральное сырье, извлекаемое из недр, составляет в настоящее время более 70 % находящегося в общественном потреблении природных ресурсов.

Минерально-сырьевые ресурсы мира. Минерально-сырьевые ресурсы являются базисом развития мировой экономики, определяют экономический потенциал стран, развитие и рациональное размещение производительных сил и использование трудовых ресурсов. В развитых капиталистических странах в горнопромышленном комплексе сосредоточено от 20 до 40 % капитальных вложений и занято до 20 % трудовых ресурсов. Общий объем продукции горнопромышленного производства в настоящее время эквивалентен 530 млрд р., из них на долю топливно-энергетического сырья приходится свыше 70 %, цветных металлов — 15 %, черных — 8 %.

Наиболее высокими темпами за 1950—1985 гг. (в 5 и более раз) развивалась добыча и потребление бокситов, молибдена, титана, платиноидов, калийных солей; высокими (в 3—5 раз) — нефть, природный газ, марганцевые и хромовые руды, никель, кобальт, алмазы; относительно низкими (в 2—3 раза) — железные руды, медь, цинк, вольфрам; низкими (менее чем в 2 раза) — угли, свинец, олово, золото, серебро, бериллий. За этот период было добыто более 50 млрд т нефти, 30 трлн м³ газа, почти 50 млрд т угля, 13,5 млрд т железной руды, 320 млн т марганцевой руды, 130 млн т хромитов, около 2,0 млрд т цветных и редких металлов.

Несмотря на комплекс мер по экономному и рациональному потреблению минерального сырья, общий объем его добычи и использования мировой хозяйственной системой продолжает увеличиваться с ростом народонаселения и по оценкам экспертов ООН такая тенденция будет сохраняться несколько десятилетий. Соответственно темпы прироста запасов должны существенно опережать темпы прироста добычи. При этом темпы развития геологоразведочных работ и вложений в них зависят от уровня собственной и внешней обеспеченности стран минеральными ресурсами.

Мировое распределение минерально-сырьевых ресурсов весьма неравномерно. Почти 85 % подтвержденных запасов хрома и 75 % марганца находится в ЮАР, 55 % фосфоритов — в Марокко, 50 % олова — в Юго-Восточной Азии, около 50 % молибдена в США. Основные запасы и добыча нефти сосредоточены в 14 странах, газа в 15 из 69 стран, располагающих запасами нефти и газа. Из 54 стран свыше 90 % запасов и 85 % добычи угля сконцентрировано в 7 из них; более 90 % запасов и около 80 % добычи кобальта приходится всего на 6 стран из 23, в 10 странах сосредоточено 95 % запасов и 91 % добычи золота; 99 % запасов платиноидов — в 3 странах; 96 % запасов марганца в 4 странах из 31; 84 % бокситов в 7 странах из 41.

1. Добыча, потребление, импорт, экспорт минераль

Виды сырья	Подтвержденные запасы, тыс. т., 1990 г.	Добыча, 1989 г., тыс. т. млн дол. (обеспеченность, лет)	Потребление, 1989 г., тыс. т. млн дол. (обеспеченность, лет)	Импорт, 1989 г.,	
				Всего (доля импорта от потребления, %)	в том из стран ЕЭС
Железные руды	6 237 000	<u>15 430</u> (40) 366,53	<u>156 600</u> (40) 3719,9	<u>135 600</u> (86,6) 3221,10	<u>5000</u> 117,90
Марганцевые руды	2 800	<u>15</u> (140) 1,58	<u>2590</u> (1) 272	<u>2725</u> (105,2) 286,18	—
Хромовые руды	2 000	<u>51,6</u> (35) 5,80	<u>910,7</u> (2) 102,48	<u>922,4</u> (101,3) 103,8	<u>5,3</u> 0,4
Бокситы	333 000	<u>3543</u> (70) 107,37	<u>10 947,7</u> (30) 331,77	<u>9034,8</u> (82,5) 273,8	<u>988</u> 25,7
Медь	6 280	<u>131,7</u> (35) 323,83	<u>2631,9</u> (2) 6471,5	<u>2475,0</u> (93,7) 6085,7	<u>335,0</u> 959,1
Никель	2 295	<u>13,5</u> (120) 143,62	<u>214,8</u> (7,5) 2285,2	<u>267,9</u> (124,7) 2850,1	<u>11,6</u> 137,8
Свинец	7 560	<u>185,9</u> (30) 129,72	<u>1479,0</u> (4) 1032,1	<u>744,0</u> (50,3) 519,2	<u>223,2</u> 182,9
Цинк	21 720	<u>649,3</u> (25) 501,97	<u>1504</u> (11) 1162,78	<u>1966,3</u> (130,7) 1520,2	<u>487,6</u> 625,4
Олово	330	<u>4,2</u> (67) 29,84	<u>54,5</u> (5) 387,22	<u>61,16</u> (112,2) 434,54	<u>8,9</u> 64,20
Вольфрам (все виды вольфрамовой продукции)	184	—	—	—	—
в том числе:					
WO ₃ в концентратах		<u>3,00</u> 18,01 (46)	<u>4,15</u> (33) 24,91	<u>5,38</u> (129,6) 32,3	<u>1,02</u> 6,1
Молибден	—	—	<u>31</u> (—) 229,87	<u>74,55</u> (240,5) 552,8	<u>9,72</u> 74,9
Кобальт	90	<u>0,48</u> (95) 8,03	<u>7,40</u> (6) 117,09	<u>9,20</u> (124,7) 153,9	<u>1,57</u> 26,09
Ниобий	0,4	—	<u>4,4</u> (—) 49,77	<u>1,449</u> (32,9) 16,39	<u>0,062</u> 3,20
Тантал	0,35	<u>0,005</u> (14) 0,50	<u>0,69</u> (12) 68,40	<u>1,667</u> (241,6) 165,298	<u>0,069</u> 10,60
Всего, млн дол.		1636,8	16 254,99	16 336,61	2228,19

Крупными запасами располагают развитые капиталистические страны, на их долю приходится 70—90 % запасов углей, хромитов, свинца, марганца, цинка, ильменита, ванадия, платиноидов, золота, калийных солей, ртути, вольфрама. В недрах развивающихся стран заключено более 70 % запасов нефти, бокситов, ниобия, кобальта, олова, рутила, бериллия, тантала, природного газа и меди.

Минерально-сырьевое обеспечение экономического развития определяется сложившимися структурами и системами минерально-сырьевых и экономических связей. Эти связи отражают как неравномерное географическое распределение запасов полезных ископаемых, так и особенности политики стран в отношении собственных минеральных ресурсов. Способы удовлетворения сырьевых потребностей прямо зависят от уровня технологического развития, валютного благосостояния и национальной сырьевой политики стран.

ного сырья по странам—членам ЕЭС (по данным ВНИИзарубежгеологии)

тыс. т. млн. дол.					Экспорт, 1939 г., тыс. т. млн. дол.			
числе					Всего	в том числе		
из других европей- ских стран	из Африки	из Аме- рики	из Азии, Австра- лии и Океании	нерасклас- сифициро- ванные источники		в страны ЕЭС	в другие — европей- ские страны	в прочие страны
19 000	15 950	63 180	9400	22 470	5800	5000	400	400
450,20	376,45	1511,55	223,3	541,70	127,75	108,75	9,50	9,50
—	2115	170	160	280	150	10	100	40
—	222,08	17,85	16,80	29,45	17,20	1,15	11,45	4,60
219,2	452,5	—	80,0	165,4	48,35	26,93	2,5	18,92
33,6	32,5	—	16,0	21,30	3,9	1,9	0,4	1,6
21,3	3672,7	984	3363,8	5	1629,6	771,1	755	103,5
0,5	95,5	25,6	126,4	0,1	42,3	19,8	19,8	2,7
252,7	564,7	763,1	124,2	435,3	517,0	338,1	21,63	157,3
711,8	1327,4	2011,4	221,0	825,0	1304,6	884,5	66,9	353,2
64,0	12,5	51,2	27,3	101,3	45,0	14,7	2,2	28,1
851,5	166,4	480,1	244,1	970,2	532,3	186,8	28,2	317,3
68,8	60,0	104,9	41,3	243,8	367,8	180,2	32,0	155,6
40,3	29,4	60,6	23,6	182,4	287,6	143,7	27,8	116,1
140,2	28,1	449,8	195,6	665,0	1052,2	326,5	33,1	692,6
169,8	40,0	165,7	68,9	450,4	1385,8	571,8	59,5	754,5
—	2,0	11,83	18,11	20,32	12,61	8,9	—	3,71
—	9,20	57,52	143,44	160,18	93,54	64,20	—	29,34
—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	153,6	179,0	—	—	179,0
0,32	0,07	0,52	3,37	0,08	2,22	1,02	0,16	1,04
2,0	0,6	3,1	20,1	0,4	13,3	6,1	0,9	6,3
0,95	—	60,78	0,14	2,96	24,30	8,30	1,86	14,14
8,6	—	441,2	1,1	27,0	189,3	62,7	14,8	111,8
0,44	2,27	0,88	—	4,07	4,00	2,17	0,04	1,79
7,38	37,63	14,30	—	68,50	66,44	36,30	0,60	29,54
0,008	—	0,788	0,02	0,571	0,066	0,001	—	0,06
0,40	—	9,40	0,09	3,30	2,96	0,36	—	2,60
0,019	—	0,998	0,031	0,550	0,195	0,048	0,011	0,136
2,900	—	99,30	2,800	49,698	28,992	8,100	1,800	19,092
2276,98	2336,56	4924,52	1087,53	3482,83	4261,68	2090,06	240,75	1930,87

Развитые капиталистические страны в значительной степени покрывают свои потребности за счет импорта сырья из развивающихся стран, которые экспортируют 90 % олова, 83 % нефти, 74 % бокситов, 67 % меди, 69 % фосфоритов, 66 % серебра, 50 % железной руды, 49 % марганцевой руды, 44 % бериллия, 37 % хромовых руд.

Страны «семерки» — США, Япония, Великобритания, Франция, ФРГ, Италия, Канада — являются крупнейшими потребителями минерального сырья, они потребляют 74 % всей добываемой в несоциалистическом мире нефти, 80 % природного газа и от 65 до 100 % бериллия, платиноидов, ниобия, титана, кобальта, никеля, тантала, золота, свинца, алюминия.

Существенное значение в удовлетворении потребности развитых капиталистических стран в минеральном сырье и продуктах его переработки имеют вторичные ресурсы. В промышленно развитых странах за-

пасы металлического лома могут быть сравнимы с разведанными запасами аналогичных полезных ископаемых.

Разделение стран на производителей минерального сырья и его потребителей не находится в прямой зависимости от богатства собственных недр минерально-сырьевыми ресурсами. Так, США, обладающие весьма значительными запасами минерального сырья, обеспечивают за счет импорта свои потребности в ниобии, тантале, марганце, бокситах, хроме, платиноидах более чем на 90 %, в никеле, олове, асбесте — на 75 % и более; в кадмии, ртути, цинке, вольфраме, золоте — более чем на половину. США импортируют сырье из 50 стран мира; при численности населения, соответствующей около 6 % человечества, эта страна потребляет почти 30 % добываемых в мире топливно-энергетических ресурсов и 20 % металлических и неметаллических полезных ископаемых.

В подобной же ситуации находится Япония, имеющая весьма ограниченные запасы минерального сырья и покрывающая за счет импорта свои потребности в ниобии, тантале, марганце, бокситах, хроме, кобальте, платиноидах, асбесте, олове, кадмии, никеле, титане, сурьме, железе, ванадии — на 95—100 %, а во многих других видах сырья — на 60—75 %.

Страны—члены ЕЭС, во многом определяющие современный индустриальный облик мира, обладают весьма ограниченной минерально-сырьевой базой. Так, по ведущим металлическим полезным ископаемым обеспеченность потребления собственными запасами во многих случаях не превышает первых лет, а по части из них — вообще нулевая (табл. 1). Соответственно, минерально-сырьевое обеспечение создается главным образом за счет импорта. Основные поставщики минерального сырья в страны—члены ЕЭС находятся на других континентах — в Северной, Южной и Центральной Америке, в Африке и Австралии. Стоимость полезных ископаемых рассматриваемой группы, добытых в этих странах в 1989 г., оценивается в 1,6 млрд дол., потребления в 16,25 млрд дол., а импорта — в 16,3 млрд дол. США. При этом часть импортируемого сырья реэкспортируется, преимущественно внутри европейских стран.

В целом европейский минерально-сырьевой рынок в современных условиях насыщается привозным и дальнепривозным сырьем, частичная и полная переработка которого обеспечивает их достаточно успешное экономическое развитие.

Состояние минерально-сырьевой базы СССР. Минерально-сырьевое богатство СССР, выявленное в недрах страны и готовое стать товаром, эквивалентно 7,6 трлн. р. (по уровню оптовых цен 1990 г., а не будущих рыночных). Если же учесть не только запасы, но и прогнозные ресурсы, то ценности, выявленные геологами в недрах, эквивалентны 94 трлн. р.

Советский Союз занимает первое место в мире по суммарным разведанным запасам жидких и газообразных углеводородов, запасам бурых углей, железных руд, полиметаллов, никеля и кобальта, олова, вольфрама, титана, калийных солей и апатитов, хризотил-асбеста, барита. Ведущая позиция принадлежит нашей стране по разведанным запасам и других полезных ископаемых.

Весьма значительна роль нашей страны в мировой добыче полезных ископаемых. На долю СССР приходится наибольший удельный вес в мировой добыче нефти и газа, железных и марганцевых руд, никеля и кобальта, вольфрама и сурьмы, калийных солей и апатитов, хризотил-асбеста и барита.

Валютные поступления СССР от внешнеторговых операций минеральным сырьем только в 1989 г. составили 34,4 млрд р., в том числе от экспорта нефти, нефтепродуктов и газа — 24,8 млрд р. Импортировано в СССР минерально-сырьевых продуктов на 7,8 млрд р.

Вместе с тем, анализ состояния минерально-сырьевой базы страны в сопоставлении с другими странами мира по выявленным запасам минерального сырья, запасам его на душу населения и достигнутому уровню душевого потребления говорит о необходимости радикальных изменений структуры минерально-сырьевых основ экономики СССР.

2. Распределение ведущих стран мира (без КНР) по запасам и душевому потреблению нефти с конденсатом, газа и угля

Страны	Нефть и конденсат			Газ			Уголь		
Австралия				19	14	10	5	1	1
Алжир	15	14		8	11				
Великобритания	16	19		21	20	12	9	9	7
Венесуэла	7	7	18	7	9		8		
Индия	18	21		18	21		7	16	
Индонезия	14	20		12	19				
Иран	5	10		2	6				
Канада	12	13	5	10	12	6	6	5	6
Кувейт	3	2	3	17	4	2			
Мексика	8	11		14	15		18	18	
Нигерия	11	16		11	16				
Нидерланды			7	15	10	4			
Норвегия	13	8	6	13	2				
ОАЭ	6	1	1	3	3	1			
Саудовская Аравия	1	3	2	5	5	3			
СССР	2	12	20	1	8	5	2	8	5
США	9	17	4	4	17	7	1	6	3
Франция			17			8	21	20	9
ФРГ			14			11	4	7	4
ЮАР							3	3	2
Япония			15				10	15	8

Примечание. Первые две колонки — места среди 21 страны по сумме запасов и запасам на душу населения; третьи колонки — места по душевому потреблению среди 21 страны по углеводородному сырью; то же среди 12 стран — по углю.

Данные табл. 2 свидетельствуют о том, что по выявленным запасам энергетических видов минерального сырья СССР занимает первое-второе места, а по запасам на душу населения — восьмое. По душевому потреблению газа и угля Советский Союз находится в первой пятерке, а по душевому потреблению нефти — на двадцатом месте.

По всем металлическим полезным ископаемым СССР обладает наибольшими в мире выявленными запасами (табл. 3). Однако те же запасы в пересчете на душу населения отодвигают страну на 7, 8, 9, 11 и даже 17 места. По душевому потреблению СССР находится в лидерах лишь по железным и марганцевым рудам. Страна не входит в первую десятку по душевому потреблению меди, свинца, цинка.

Отмеченные диспропорции определяются тем, что в течение многих лет в СССР не находилось капитальных вложений на освоение новых месторождений. Нынешняя ситуация — следствие длительного отставания в создании добывающих мощностей.

Созданные геологической службой страны, но не реализованные промышленностью, потенциальные мощности по добыче полезных ископаемых на базе запасов разведанных месторождений позволяют значительно увеличить производство продукции из минерального сырья. Вместе с тем, задача вывода экономики страны на передовые рубежи требует поднятия душевого потребления до уровня лидирующих стран, а это, естественно, означает повышение добычи. В первую очередь это касается топливно-энергетических видов сырья, агроуд, минерального сырья для машиностроения, приборостроения, легкой и пищевой промышленности. Для достижения уровня первой пятерки стран по ряду полезных ископаемых необходим рост добычи в 1,5—3 раза. Нарастив добычу влечет за собой сокращение запасов сырья в недрах, что требует соответствующего их воспроизводства. Отсюда следует, что развитие экономики страны требует расширения минерально-сырьевой базы как для поднятия уровня душевого обеспечения минеральными ресурсами, так и для восполнения роста добычи.

3. Распределение ведущих добывающих стран мира (без КНР) по запасам и душевому потреблению основных видов минерального сырья

Минеральное сырье	Австралия	Бельгия	Бразилия	Великобритания	Канада	СССР	США	Франция	ФРГ	Швейцария	ЮАР	Япония
Железные руды	3 2 11		2 10 10	8 18 8	5 5 5	1 8 3	4 17 9	9 19 4		7 7 7	6 11 6	1
Марганцевые руды	5 4 3		3 9			1 5 1					2 2 2	5
Бокситы (алюминий)	2 5 2		2 11			5 17 6						
Медь	8 6 6	11	12 17		4 7 4	1 9 10	3 11 5	7 11 8	1 1 1	9 16 2		4
Никель	10 12 11		8 16		3 4 9	1 11 5	18 20 7				6 9	4
Свинец	2 1 6		10 17		4 3 8	1 7 11	3 12 4			12 4 9	6 5	11 16 10
Цинк	2 2 6	2	15 21		3 3 4	1 7 11	4 13 7	21 20 5		17 9 9	5 6	8 15 3
Олово	7 4 6		4 8	8 12 5	10 11 8	1 7 9	21 20 4	14 16 7			18 19	3
Вольфрам	5 4	1	14 20 9	6 9 8	2 1	1 2 2	3 12 5	13	2	21 14 6		7
Молибден	19 18		12 17 7		4 3 6	1 7 5	2 6 4					20 20 3

Примечание. Первые две строчки — места среди 21 страны по сумме запасов и запасам на душу населения (соответственно); третьи строчки — места по душевому потреблению среди 12 стран.

Анализ современных тенденций в области использования и потребления минерального сырья и продуктов его переработки в СССР показывает, что современное замедление темпов роста потребления противоречит как мировым, так и внутрисоюзным долгосрочным прогнозам потребности в топливно-энергетических, рудных и нерудных полезных ископаемых. Даже при условии широкого внедрения заменителей, повышении роли вторичных ресурсов, использовании ресурсо- и энергосберегающих технологий потребность в первичном рудном сырье по значительному числу полезных ископаемых будет возрастать.

Согласно данным Госплана СССР и ГКНТ СССР, потребность хозяйства СССР в важнейших видах минерального сырья в 2005 г. по сравнению с 1985 г. увеличится. Исключение представляют железные и марганцевые руды, потребность в которых стабилизируется на уровне 1985 г. Наиболее существенно возрастет потребность в титане, элементарной сере, алюминии, кобальте, вольфраме, молибдене, хризотил-асбесте, барите и угле. Предполагается рост потребности в 1,1—1,4 раза в хроме, меди, никеле, свинце и цинке, ртути, сурьме, фосфатном сырье (в пересчете на P_2O_5), калийных солях, слюде-мусковите, плавиковом шпате.

Столь существенный рост потребности и выбытие значительного количества месторождений из сферы промышленного использования не сможет не сказаться на уменьшении обеспеченности разведанными запасами ряда отраслей и регионов. Ожидается, что к концу 2005 г. по таким полезным ископаемым, как никель, бокситы, медь, цинк, свинец, вольфрам, слюда-мусковит, апатит, существенно снизится обеспеченность добычи запасами. Разведанные же запасы олова и плавикового шпата будут исчерпаны практически полностью.

Даже при указанных темпах развития горнодобывающей промышленности роль старых горнорудных районов в добыче большинства полезных ископаемых резко сократится. Компенсация выбывающих мощностей может осуществляться в основном за счет создания новых центров добычи как на базе уже разведанных месторождений, так и на новых выявленных объектах.

Принципиальное значение приобретают вопросы минерально-сырьевых взаимоотношений между союзными республиками. Как известно, минерально-сырьевой комплекс СССР и основные отрасли добывающей промышленности сложились на территории страны как единое целое, вне зависимости от границ республик и автономий. Вместе с тем ни одна из республик, как бы ни были богаты ее недра, не обладает полной минерально-сырьевой независимостью в силу сложности и многообразия межреспубликанских минерально-сырьевых связей.

Принятие республиками деклараций о суверенитете и переход к рыночным отношениям так или иначе допускают возможность деструкции единого минерально-сырьевого комплекса Союза. Однако при переходе к автономным внутриреспубликанским экономическим системам республики оказываются в принципиально различных стартовых условиях в силу монопольного положения отдельных республик по жизненно важным видам минерального сырья. Монополии такого рода не могут быть ликвидированы ни организационными, ни экономическими мерами. Для этого необходимо изменение инфраструктуры минерально-сырьевой базы, т. е. открытия месторождений там, где их не хватает. Однако для этого нужны весьма крупные вложения и проведение работ на высоком уровне риска, поскольку во многих случаях открытия недостижимы из-за объективной геологической ситуации на той или иной территории.

Задачи минерально-сырьевой программы. В условиях тесных минерально-сырьевых межреспубликанских и межрегиональных связей вряд ли можно сомневаться в необходимости общесоюзного минерально-сырьевого фонда, в первую очередь тех видов полезных ископаемых, которые являются дефицитными для многих республик и имеют в этом отношении общесоюзное значение. Такой фонд может быть создан и получить развитие лишь на основе единой государственной минерально-сырьевой программы. Только в масштабах всей страны, при наличии большого числа объектов возможно определить наиболее оптимальную последовательность их освоения.

Общегосударственная политика развития производительных сил страны, освоения новых территорий, экономических отношений с другими странами, увеличения научно-технического потенциала может опираться только на единый минерально-сырьевой потенциал страны.

В этом отношении показателен опыт США, где национальная минерально-сырьевая политика выразилась в принятых Конгрессом «Законе о политике в отношении поисков и эксплуатации полезных ископаемых» (1970 г.) и «Законе о национальной политике, исследованиях и разработках в области материалов и минерального сырья» (1980 г.). В последнем законе декларируется «... что США должны постоянно проводить политику, имеющую своей целью обеспечение в достаточном объеме материалами, необходимыми для сохранения национальной безопасности, благосостояния и уровня промышленного производства, уделяя должное внимание долгосрочному равновесию между добычей полезных

ископаемых, расходом энергии, охраной среды и недр и социальными потребностями». Во исполнение этого закона администрацией Р. Рейгана в 1982 г. был разработан «Национальный план-программа по материалам и минеральному сырью». В плане получили дальнейшее развитие положения ранее принятых законов о стратегических и критических материалах и сырье и их общегосударственных запасах, а также определен их перечень, включающий свыше 90 наименований.

Опыт США по формированию и реализации национальной минерально-сырьевой политики и по выделению стратегических и критических видов минерального сырья и материалов — по существу общегосударственных — свидетельствует о необходимости разработки и реализации государственной целевой минерально-сырьевой программы СССР. Такая программа должна исходить из общих задач экономического развития страны с учетом взаимоувязанных общесоюзных минерально-сырьевых интересов и интересов каждой из республик. При этом должны быть определены те виды полезных ископаемых, сырьевая база которых требует общегосударственной поддержки.

В современных социально-экономических условиях СССР национальная минерально-сырьевая политика страны должна исходить из необходимости интенсификации использования уже выявленных минерально-сырьевых ресурсов с целью повышения уровня собственного потребления и обеспечения экспорта в экономически необходимых размерах. Темпы интенсификации определяются задачами выхода на уровень ведущих стран мира по душевому потреблению основных видов минерального сырья.

Соответствующие задачи могут быть решены лишь при наличии общесоюзного фонда воспроизводства минерально-сырьевой базы, который должен формироваться за счет ставок возмещения затрат на геологоразведочные работы, включенных в оптовые цены на минеральное сырье. Размер фонда зависит от объемов добычи полезных ископаемых, а распределение по структурным уровням потребления (союзный, республиканский, местный) должно осуществляться в соответствии с эквивалентными экономически обоснованными нормативами.

В новых условиях необходимо определить механизм экономических взаимоотношений геологических и добывающих предприятий между собой и республиканскими и союзными органами власти при реализации продукции геологоразведочного производства в условиях рыночной экономики, а именно, разработать методологию денежной оценки месторождений полезных ископаемых, экономико-правовые основы горных отношений, систему платежей за право пользования и распоряжения минеральными ресурсами, налоговых льгот для стимулирования развития геологоразведочных работ и т. п.

Представляется важным подчеркнуть, что в современных условиях должны принципиально измениться правовые и экономические основы владения и пользования недрами, а также их геологического изучения. Поскольку геологические исследования недр обеспечивают получение информации об их ценности, то любой собственник (владелец) недр должен быть заинтересован в повышении стоимости своих владений для взаимодействия с пользователями на максимально выгодных экономических условиях. Соответственно геологическая служба страны, ее организации и органы выступают как субъекты, создающие ценность в первую очередь для владельца недр. Очевидно, что таковые должны быть заинтересованы в стимулировании проведения геологоразведочных работ на соответствующих территориях, а не в их торможении. Поэтому принципиально возможно возникновение новых источников финансирования геологоразведочных работ при рыночных условиях.

Реализация главных целей национальной политики требует радикальных преобразований, как качественных, так и количественных в структуре минерально-сырьевой базы СССР и ускорения реализации минерально-сырьевого потенциала страны в запасы, доступные для из-

влечения. Этим определяются следующие главные задачи государственной целевой минерально-сырьевой программы:

компенсация добычи минерально-сырьевых ресурсов открытием новых месторождений;

изменение инфраструктуры минерально-сырьевой базы страны с учетом размещения добывающих мощностей, геолого-экономических факторов и экономического суверенитета республик и автономий;

обеспечение наращивания производственных мощностей добывающих предприятий и увеличение сроков их функционирования;

выявление новых, высокоэффективных для освоения месторождений и создание их тактического и стратегического резерва;

комплексное использование ресурсов недр;

изучение и освоение нетрадиционных источников энергии и минерального сырья;

освоение техногенных скоплений минерального сырья и его источников.

Комплексный характер геологоразведочного процесса, объективно необходимая стадийность в геологическом изучении территорий, актуальность выявления важных для народного хозяйства геологических процессов и явлений определяют необходимость выполнения работ по следующим главным направлениям:

опережающее геологическое изучение территории и недр СССР с целью подготовки площадей для поисков полезных ископаемых, выявления и прогноза геологических факторов, включая техногенные, оценки сейсмической опасности и прогноза землетрясений и создания общегеологических основ познания среды обитания человечества и изучения недр Земли;

поиски, оценка и разведка месторождений полезных ископаемых для создания общесоюзного минерально-сырьевого фонда;

изучение геологического строения, природных процессов и минерально-сырьевых ресурсов шельфа и дна Мирового океана;

научно-методическое, научно-техническое, технологическое и информационное опережение и сопровождение всех видов геологоразведочных работ, а также соответствующее обеспечение решения задач, предусматриваемых программой.

Реализация этих направлений и решение минерально-сырьевых задач обеспечения экономического развития экономики страны возможны только на основе единой сбалансированной государственной программы. Правовые основы такой программы и правовое положение ее исполнителей должны определяться новыми законодательными актами СССР и союзных республик о недрах и минерально-сырьевых ресурсах.

ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

УДК 553.98.041 : 552.5.53

© В. В. Иванов, Е. Ф. Антоненко,
С. Н. Обухова, 1991

Поля газонасыщенности и избыточных давлений в осадочных толщах

В. В. ИВАНОВ, Е. Ф. АНТОНЕНКО,
С. Н. ОБУХОВА (ВНИИГеонформсистем)

Тенденции пространственного распределения концентраций гелия в поровых растворах в различных осадочных бассейнах можно объяснить исходя из представлений о континуальности (не-

прерывной связности) подземных вод, связи распределенных источников гелия с естественными альфа-излучателями (изотопами урана и тория), разделении поровых вод на зоны конвек-

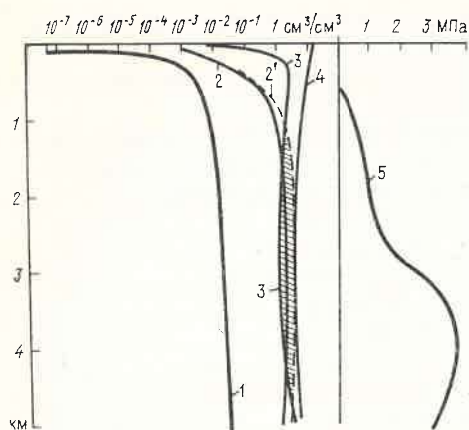


Рис. 1. Распределение по глубине:

1 — концентраций гелия; 2 — концентраций метана; 2' — концентраций метана (гипотетическое) при инициации фазового перехода (заштрихована область пресыщения); 3 — растворимости метана; 4 — закритической метанонасыщенности; 5 — избыточного давления в разрезе Солохской площади ДДВ

тивного и диффузионного обмена с существованием пограничных гидродинамического и диффузионного слоев в области их раздела, вероятном существовании в толще земной коры поверхности, при переходе через которую происходит резкое уменьшение молекулярной проводимости [2, 6, 9]. Распределения концентраций низкокипящих углеводородов (УВ), и прежде всего метана, в поровых водах бассейнов характеризуются качественным сходством с распределениями концентраций гелия, хотя абсолютные значения концентраций УВ, как правило, на один — три порядка превосходят концентрации гелия (рис. 1). Это сходство свидетельствует о реакциях образования низкокипящих УВ, в той или иной степени присущих всем напластованиям осадочных толщ и связанных, видимо, с деструкцией сложных молекул органического вещества (ОВ), в трансформированном виде унаследованного породами от древних осадков.

Для описания эволюции обильности распределенных источников гелия в порах осадочных толщ была предложена зависимость [9], отражающая вклад в этот процесс содержания и интенсивности распада альфа-излучателя и проводимости минеральных образований межпоровой матрицы для гелия

$$F = A q_0 e^{-\lambda t} (1 - e^{-\sigma t}), \quad (1)$$

где F — обильность источников; $A q_0 = 9,3 \cdot 10^{-12}$ лет⁻¹, A — константа, q_0 —

начальное (в момент консолидации среды) содержание эквивалентного урана, σ — постоянная выделения гелия из межпоровой матрицы в поры ($2 \cdot 10^{-8}$ лет⁻¹ [9]), λ — постоянная распада урана ($1,54 \cdot 10^{-10}$ лет⁻¹); e — основание натуральных логарифмов.

Развитие полей низкокипящих УВ в осадочных бассейнах может быть объяснено в рамках представления их обильностей аналогичными выражениями. Действительно, образование УВ происходит непрерывно, исходные компоненты исчерпываются в этом процессе, попадание молекул УВ в поры связано с диффузией в аморфных и кристаллических структурах, которыми представлено ОВ в породах.

Были рассмотрены системы из дифференциальных уравнений и краевых условий, моделирующие процессы формирования распределений концентраций гелия в поровых растворах осадочных толщ с учетом описания обильности источников формулой (1), и найдены решения этих систем при некоторых упрощающих посылках [9]. Из этих решений следует, что с точностью до некоторой функции ψ , отражающей пространственно-временные вариации поля гелия и не превышающей по абсолютной величине 0,5, значения концентраций определяются комплексом вида

$$C \approx \frac{FH^2}{D} \psi, \quad (2)$$

где C — концентрация в поровом растворе, H (10^3 – 10^4 м) — мощность диффузионной зоны осадочного выполнения, D (10^{-2} м²/год) — молекулярная проницаемость. Сопоставление рассчитанных вертикальных распределений концентраций гелия с наблюдаемыми в разновозрастных бассейнах тенденциями их изменчивости [2, 10] свидетельствуют о хорошей работоспособности используемой модели.

Изменчивость концентраций метана в поровых водах также должна описываться зависимостью вида (2), где F и D — характеризующие его поле обильности источников и проводимость среды соответственно. С помощью соотношения (2) по максимальным оценкам концентраций метана в растворах мезозойских комплексов Западно-Сибирской и докембрийских отложений Восточно-Сибирской плит определены значения современной обильности ис-

точников для этих образований. С учетом оценки обильности, способной обеспечить газоотдачу в извержениях грязевых вулканов Южно-Каспийской впадины [5], рассчитаны значения комплексов и констант, входящих в формулу (1): $Aq_0 = 1,5 \cdot 10^{-6} \text{ лет}^{-1}$, $\lambda = 5,8 \cdot 10^{-9} \text{ лет}^{-1}$, $\sigma = 6,6 \cdot 10^{-8} \text{ лет}^{-1}$ [9].

Зависимости обильности гелия и метана от времени представлены на рис. 2, а. Пик интенсивности метанообразования в истории развития бассейна приходится на время, соответствующее современному третичному возрасту ($1 \cdot 10^7 \text{ лет}$).

Несложный расчет по формулам (1) и (2) показывает, что в некотором интервале разреза осадочных толщ к началу третичного времени уже могла бы быть достигнута концентрация метана 10^3 — $10^5 \text{ см}^3/\text{см}^3$. Растворимость метана в этих интервалах обычно не превышает $5 \text{ см}^3/\text{см}^3$, а чаще остается в диапазоне 1 — $3 \text{ см}^3/\text{см}^3$. Такое соотношение между теоретически достижимыми концентрациями и растворимостью свидетельствует о неизбежности интенсивного газовыделения из поровых растворов и о том, что процесс этот инициируется на самых начальных стадиях развития бассейнов (через 10^3 — 10^4 лет).

Характерный пример глубинного распределения растворимости — $C_{кр}$ (кривая 3) представлен на рис. 1. И на современном этапе развития ДДВ на Солохской площади наблюдается заход метанонасыщения в закритическую область.

Формирование дискретных частиц газовой фазы в бассейнах становится возможным, если в какой-либо его части в некоторый момент его развития станут сопоставимыми реальная концентрация метана и его растворимость, т. е. если значение критерия $\frac{EH^2}{DC_{кр}}$ ψ станет больше единицы. Соответственно при данной обильности метанообразования условия фазовой неустойчивости достигаются тем ранее и существуют тем дольше, чем больше мощность выполнения, входящего в диффузионную зону обмена.

При развитии обильности по восходящей ветви кривой 2 (см. рис. 2) до пикового значения зоны фазового перехода распространяются в диффузионной части осадочного выполнения бассейнов от областей максимального

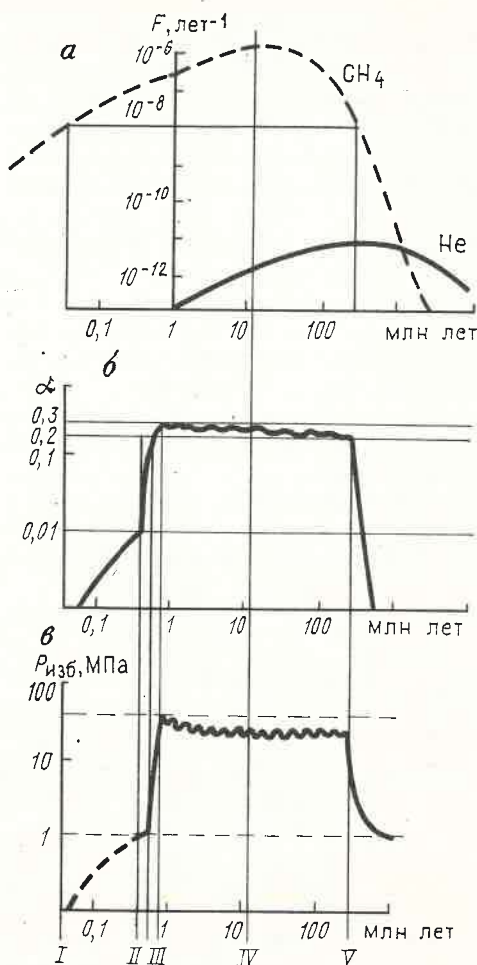


Рис. 2. Эволюционные кривые изменения обильности источников гелия и метана (а), газонасыщенности пор (б) и избыточного давления (в):

I—V — подстадии развития бассейна

погружения напластований до краевых участков впадин. При переходе обильности через пиковое значение, по мере ее уменьшения по нисходящей ветви, наоборот, будет наблюдаться постепенное стягивание зоны фазового перехода к областям максимальных мощностей напластований. В толщах мощностью 10^4 м условия закритического метанонасыщения могут существовать в течение $\sim 9 \cdot 10^8 \text{ лет}$, мощностью 10^3 м $\sim 3 \cdot 10^8 \text{ лет}$, 10^2 м — менее $1 \cdot 10^8 \text{ лет}$.

Таким образом, на определенном этапе развития бассейнов в их поровых системах в связи с процессом углеводородообразования возникают и длительное время существуют условия фазовой неустойчивости, сопровождаемые выделением части УВ в газовую фазу и возникновением дополнитель-

ных напряжений, связанных с изменением удельного объема среды в зонах газовыделения. Это значит, что поровая среда с некоторого момента может быть охарактеризована новой величиной — ее газонасыщенностью, а напряженное состояние среды — новой компонентой, которая в дальнейшем будет именоваться избыточным (над гидростатическим) давлением.

Выделение дисперсной частицы новой фазы возможно лишь из раствора, находящегося в состоянии закритического насыщения (пресыщения), обеспечивающего формирование новой поверхности раздела [10]. Пресыщение δ , определяемое как отношение закритической насыщенности $C_{зкр}$ к растворимости $C_{кр}$, может быть представлено зависимостью

$$\delta = C_{зкр}/C_{кр} = 1 + \frac{10}{P} \left(\frac{5,2 \cdot 10^4 \sigma \psi}{T(27,5 + 1/2 \lg \sigma)} \right)^{1/2}, \quad (3)$$

где: T — температура, К; P — давление, МПа; σ — поверхностное натяжение раздела газ — вода, Н/м; ψ — некоторая функция краевого угла смачивания [10].

На рис. 1 представлена глубинная зависимость достижимой закритической метанонасыщенности (кривая 4), рассчитанная в предположении, что $\psi = 0,01$. Будем полагать, что однократный акт фазового превращения реализуется, когда кривая реального метанонасыщения хотя бы одной своей точкой касается кривой закритического насыщения. Этот момент показан на рис. 1 гипотетической кривой 2, морфологически подобной кривой 2', но имеющей точку касания с кривой 4 (на глубине ~ 3000 м). Количество газа, выделившегося из 1 см³ раствора, пропорционально глубине захода реальной метанонасыщенности в закритическую область и равно $C - C_{кр}$. Если отвод флюида из пор невозможен (поровое пространство недренируемо), то в условиях залегания это количество газа должно занять часть объема пор, определяемую следующим выражением

$$\alpha = \frac{z(C - C_{кр})P_A T}{P T_A}, \quad (4)$$

где P_A и T_A — атмосферное давление и температура; P и T — давление и температура в условиях залегания, при-

чем $P = P_{гст} + P_{изб}$, $P_{гст}$ — гидростатическое давление, $P_{изб}$ — избыточное давление, z — сжимаемость. Величина α характеризует газонасыщенность среды. Газонасыщенность и избыточное давление должны быть связаны соотношением (при пренебрежении капиллярным давлением) $P_{изб} = \alpha K$, где K — эффективный модуль сжатия конденсированных фаз среды. В простейшем случае, когда твердой и жидкой фазам могут быть приписаны свои значения модулей сжатия, он может быть выражен следующей формулой:

$$K = \frac{m_p}{m_t/K_t + m_{ж}/K_{ж}}, \quad (5)$$

где: m_t и $m_{ж}$ — части объема среды, занимаемые межпоровой матрицей твердых образований и поровым раствором соответственно, K_t и $K_{ж}$ — модули сжатия твердой и жидкой фаз соответственно, m_p — пористость деформированной после выделения газа среды.

В рамках используемой схемы выделение газа должно носить периодический характер. В момент достижения порога закритического насыщения образуются микрочастицы газа, а концентрации метана в растворе падают до критических значений. После этого начинается последующий цикл накопления и выделения.

Изменение газонасыщенности в недренируемых порах может быть представлено следующей зависимостью

$$\frac{\partial \alpha}{\partial t} = \frac{z P_A T}{(P_{гст} + P_{изб}) T_A} \times \times \frac{\partial (C - C_{кр})}{\partial t}, \quad (6)$$

где C — кривые нормального поля концентраций метана в предположении отсутствия фазового перехода; $C_{кр}$ — растворимость метана, которая вследствие зависимости от давления является также функцией времени.

Избыточное давление может быть представлено соотношением

$$\frac{\partial P}{\partial t} = \alpha \frac{\partial K}{\partial t} + K \frac{\partial \alpha}{\partial t}. \quad (7)$$

Фазовая неустойчивость в изучаемых системах возникает в связи с тем обстоятельством, что образование метана в осадочных толщах недокомпенсируется его отводом в конвективную зону только механизмом молекулярной диффузии. Соответственно обиль-

ность источников метана можно подразделить на две части — расходуюмую на компенсацию диффузионного потока и избыточную, идущую на формирование собственно газовой фазы, т. е. $F = F_d + F_{изб}$. Первая из этих компонент определяется зависимостью

$$F_d \approx C_{кр} D / H^2 \psi, \quad (8)$$

вторая

$$F_{изб} \sim (C - C_{кр}) D / H^2 \psi. \quad (9)$$

Из замкнутости поверхностей, ограничивающих зоны фазовых переходов условием $C = C_{кр}$, непосредственно следует существование нижней границы перспективности разрезов напластований бассейнов на нефть и газ, причем этот раздел может выходить за пределы осадочного выполнения в области складчатых оснований.

Развитие поля избыточных давлений в зонах газовыделения приведет к возникновению его перепадов по отношению к вмещающим частям среды, достаточных для инициации потоков поровых флюидов. Важнейшей особенностью водных растворов в поровых каналах является неньютоновский характер их реакции на возникающие в них напряжения. Так, распределение по глубине избыточного давления над гидростатическим на Солохоской площади Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ) (см. рис. 1) диагностирует существование пороговых градиентов давления и непостоянство значений этого порога, видимо, коррелируемое с литологической дифференциацией разреза.

Определения пороговых градиентов напора, необходимых для инициации течения полифазного флюида в поровом канале переменного сечения даны в работе [4]. Исходя из этого анализа в развитии полей газонасыщенности и избыточного давления можно выделить подстадии, характеризующиеся спецификой флюидообмена в порах. Первая подстадия продолжается до тех пор, пока в распределении избыточного давления не будет достигнут градиент, превосходящий минимальное значение порога. Флюидообмен в это время отсутствует, развитие полей газонасыщенности и избыточного давления описывается соотношениями (6) и (7) и условиями нулевого потока через поверхность, ограничивающую зону газовыделения. Если минимальные се-

чения каналов равны $10^{-4}—10^{-3}$ см, линейные размеры зон газовыделения порядка 10^3 м, $K \sim 10^2—10^3$ МПа, то значение газонасыщенности, при которой может быть достигнут минимальный порог (0,01—0,1), должно быть менее 0,01 (см. рис. 2, б, в). Длительность рассматриваемой подстадии не превосходит 1 млн лет.

Минимальные градиенты напора вдоль поверхностей раздела между зонами до- и закритического насыщения характерны для относительно проницаемых полостей, представленных поровыми структурами, содержащими каналы достаточно больших и устойчивых сечений. В осадочном выполнении бассейнов всегда формируются некоторые сети из такого рода полостей, в качестве которых могут выступать горизонты проницаемых разностей и зоны нарушения сплошности и фациального изменения. С выходом градиента напора за минимальный порог начинается истечение по некоторой части этих полостей, сопровождающееся падением давления в порах дренирующей сети и возникновением перепадов давления в менее проницаемых блоках вдоль их разделов с полостями. Поле избыточных давлений таким образом «дегомогенизируется», в его изменчивости формируются узлы повышенного в пределах слабопроницаемых блоков и полосы пониженного давлений вдоль проницаемых полостей. Поскольку истечение начинается при достаточно низких газонасыщенностях и дисперсном распределении газовой фазы, разгружающимся флюидом на этой стадии является исключительно водный раствор. За перемещающимся фронтом раствора закритической насыщенности формируется новая область полифазного насыщения пор уже за пределами зон функционирования распределенных источников газонасыщения. И слабопроницаемые блоки, и проводящие полости, как правило, не имеют однозначной связи с литолого-стратиграфической дифференциацией разрезов.

В связи с интенсифицирующимся отводом углеводородов из зон генерации избыточная обильность метана на этой стадии представляется соотношением $F_{изб} = F - DC_{кр}/H^2 - vC_{кр}/H$, где v — скорость течения порового флюида. Нетрудно подсчитать, исходя из представленных выше оценок обильности

(см. рис. 2), пороговые скорости течения, при которых $F_{изб}$ становится равным нулю. Полагая $C_{кр} \sim 1$, $D \sim 10^{-2}$ м²/год, $H \sim 10^3$ м, найдем, что при $F \sim 10^{-5}$ год⁻¹ пороговая скорость течения $v = 10^{-2}$ м/год, при $F \sim 10^{-6}$, $v \sim 10^{-3}$ м/год, а при $F \sim 10^{-8}$ для компенсации метанообразования достаточно молекулярного обмена.

Накопление и рост дисперсных частиц газа в порах вызовет снижение проводимости среды для всех фаз системы [4]. В проводящих гетеропористых разностях снижение проницаемости с ростом газонасыщенности до некоторого порогового значения (в диапазоне 0,1—0,3) происходит по плавной кривой. При достижении этого порога проницаемость очень быстро падает до нулевых значений, что связано с формированием перемежаемого распределения фаз, когда в проводящих порах нельзя выделить траекторию однородного насыщения. Достижение такого характера насыщения означает возвращение поровой системы в недренируемое состояние и завершение рассматриваемой подстадии развития бассейна. Несложные расчеты показывают, что это состояние достигается системой за очень короткий промежуток времени, оцениваемый в зависимости от скорости течения десятками — тысячами лет. На рис. 2 рассмотренная подстадия отражена отрезком практически не изменившегося давления и всплеском газонасыщения.

Приостановка дренирования на третьей подстадии будет сопровождаться ростом порового давления, но уже от иного неоднородного исходного распределения. Сложившееся к началу третьей подстадии распределение избыточных давлений определяется запирающими пороговыми градиентами вдоль любого мыслимого направления в порах, причем вариации поля избыточного давления зависят почти исключительно от особенностей структуры порового пространства, отражая эти особенности в интегрированном виде.

Нетрудно подсчитать, что за отрезок времени от завершения второй подстадии до достижения пика обильности метанообразования амплитуда избыточного давления должна достигнуть 150 МПа. Если это произойдет на глубинах в диапазоне 2000—5000 м, то поровое давление будет превышать

геостатическое примерно в 5—2 раза. Это значит, что задолго до подхода обильности к пиковому значению в системе напластований должны начаться различного рода деформационные процессы, способствующие разуплотнению среды и снижению порового давления. Неоднородность сил сцепления зерен межпоровой матрицы, последовательности напластований обусловит крайне неравномерный характер проявления этих процессов и различные формы деформаций. Для жесткоупругих разностей разреза, видимо, наиболее характерны будут системы разрывных деформаций (трещин) субвертикального и субгоризонтального простираний, для рыхлых — перекomпоновка зерен в структуры с менее плотной упаковкой, для пластично-вязких деформаций растяжения и сжатия, сопровождаемые изменением морфоструктур самих пластов. В процессе рассматриваемого деформирования среды улучшат свои фильтрационные характеристики образования, составлявшие изначальную дренажную сеть. Кроме того, возникает новая сеть связанных сообщающихся каналов относительно больших и устойчивых сечений. Однако при рассматриваемых процессах сохранится дифференциация среды на дренажную систему и слабопроницаемые блоки, хотя относительные геометрические очертания этих образований могут быть трансформированы.

Из условий хрупкого разрушения Христиановича — Баренблатта [3] следует, что при линейных размерах зоны приложения растягивающих усилий, близких к длине прототрещины, разрыв сплошности в субгоризонтальных плоскостях происходит при поровом давлении близком к геостатическому, а в субвертикальных — при небольшом превышении избыточным давлением бокового распора. В рамках выполняемого анализа будем считать, что рассматриваемая третья подстадия недренируемого развития бассейна завершается, когда поровое давление достигнет геостатического. Соответствующая пороговая газонасыщенность равна сумме порога запирания и приращения $\Delta\alpha = (q - P_3)/K$, где q — геостатическое давление, P_3 — пластовое давление к концу второй стадии. При принятом значении порового давления и глубинах его дости-

жения в диапазоне 2—5 км соответствующие пороговые газонасыщенности должны оцениваться значения 0,24—0,26 и достигаться за отрезки времени порядка $0,3—0,4 \cdot 10^6$ лет. Этой подстанции развития соответствуют участки слабого увеличения газонасыщенности и резкого возрастания давления (см. рис. 2).

Расчеты по известным формулам [3] показывают, что при линейных размерах трещин $10^3—10^4$ м их сечения могут достигать значений 0,1—1 см.

С деформированием среды связано агрегирование частиц газа в крупные тела. В полостях дренирующей сети этот процесс обусловлен скоростной дифференциацией пузырьков в поровых каналах [8]. При спонтанном подъеме газовых пузырей в жидкости, находящейся в капиллярах, существуют пороговые размеры начала перемещения (за размер пузыря принимается радиус сферы эквивалентного объема), представленные кривой 1 на рис. 3, и размеры, по достижении которых скорость подъема в канале данного сечения достигает максимального значения и не возрастает при увеличении агрегата (см. рис. 3, кривая 2). Сами скорости подъема в соответствующих капиллярах представлены ветвями кривой 3 и 3'. В зоне сопоставимости размеров пузырей и сечений каналов (заштрихованная область, см. рис. 3) отмечается следующая закономерность. При равенстве размера пузыря и радиуса канала скорость его подъема равна нулю. Однако пузыри меньших размеров способны перемещаться в таком канале и для каждого из этих сечений существует пузырек такого радиуса, скорость подъема которого максимальна. Зависимости размеров таких пузырьков и скорости их подъема от размера сечения канала представлены штрихованной частью кривых 1 и 4 соответственно. Какова бы ни была реальная траектория перемещения газового агрегата в проводящей полости, для него должна быть характерной вертикальная компонента движения, следствием чего, независимо от его начальных размеров, он будет подсоединен к другим агрегатам. Рост газового тела предопределяет расширение диапазона проникаемых для него каналов и области сбора газовых частиц.

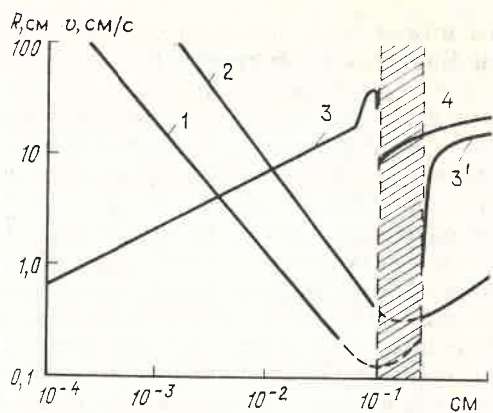


Рис. 3. Характерные соотношения между сечениями поровых каналов и размерами газовых агрегатов:

1 — пороговые размеры всплывания газовых агрегатов в зависимости от сечения порового канала; 2 — минимальные значения размеров газовых агрегатов, при которых достигается стационарная, не меняющаяся с увеличением размера скорость подъема агрегата; 3, 3' — ветви зависимости скорости стационарного подъема от сечения канала; 4 — максимальная скорость движения пузырьков (радиус R меньше сечения) в каналах соответствующих сечений (заштрихована область, в пределах которой стационарного подъема не наблюдается)

Вследствие сложного строения поверхностей, ограничивающих проникаемую полость, и изменчивости сопротивления вдоль ее простираия, возможна стабилизация газовых агрегатов и в режиме истечения флюида. Она реализуется тогда, когда вдоль любой траектории, секущей газовое тело, действующий градиент напора окажется не больше порогового.

В слабопроницаемых блоках процесс агрегирования может быть описан следующим образом. Наиболее проводящие части этих блоков концентрируют в себе флюидоотдачу в ограничивающие проводящие полости, вследствие чего в пределах самого блока оказываются подобласти пониженного давления. Это обстоятельство может предопределить такой рост газонасыщенности, что в пласте возникнут непрерывно-связанные вложенные фазы. При равновесном состоянии такой среды в поле тяжести в верхней части пласта газонасыщенность будет равна единице за вычетом неудаляемой водонасыщенности, а в нижней части водонасыщенность будет равна единице за вычетом неудаляемой газонасыщенности. Эти насыщенности связаны переходной зоной капиллярной пропитки, размеры которой определяются дифференциальными кривыми распределения поровых сечений по размерам. Переход к таким состояни-

ям может быть описан в рамках задачи Бакли — Леверетта [1].

По мере сбрасывания давления в зонах фазовыделения должно происходить восстановление первоначальной структуры пустотного пространства. При его снижении до некоторого уровня разгрузка прекратится. Вследствие продолжающегося углеводородообразования и газовыделения последует новая волна нарастания давления и деформирования среды, уже при заметно меньших значениях порового давления. Таким образом, накопление и разгрузка напряжений носят периодический характер, причем в временном интервале, соответствующем нарастающей ветви кривой углеводородообразования, длительность периода между последующими деформированиями уменьшается, а при переходе через максимум — на нисходящей ветви кривой — длина периода возрастает. В схематическом виде этот процесс представлен на рис. 2, в.

Сброс порового флюида является единственным путем релаксирования рассматриваемых систем. Энергетически выгодными и совершенно естественными в зонах избыточного давления становятся все химические и фазовые превращения, следствием которых является уменьшение удельного объема вещества. К числу таковых относятся процессы полимеризации УВ в длинноцепочечные и кольцевые образования, и по мере накопления, выделения их в конденсированное состояние.

Затухание рассмотренных выше периодических колебаний избыточного давления и насыщенности должно произойти в момент (конец четвертой подстадии), когда обильность источников снизится до значения (10^{-8} лет $^{-1}$), при котором углеводородообразование полностью компенсируется молекулярным рассеянием. Дальнейшее уменьшение масштабов генерации, когда отвод углеводородов станет преобладающим, предопределяет снижение метаносодержания растворов до уровня ниже насыщения, и вовлечение сформировавшихся тел, агрегатов и пузырей газа в процессы растворения, а составляющих их углеводородов — в рассеяние. Лимитируются эти процессы, прежде всего, упомянутым выше связыванием низкомолекулярных соединений в высокомолекулярные це-

пи, характеризующиеся чрезвычайно низкой растворимостью, очень малыми коэффициентами диффузии и относительной химической устойчивостью в широком диапазоне условий, а также ограниченными растворимостями УВ и диффузионным механизмом рассеяния. На рассматриваемом этапе в связи с различиями в растворимости углеводородов и масштабах их молекулярной проницаемости происходит фракционирование состава сформировавшихся тел в направлении их обогащения наименее растворимыми и подвижными соединениями. За пределами крупных тел газонасыщенность повсеместно стремится к нулю (рис. 2, б).

Поле избыточных давлений на этом этапе приближается к распределению, контролируемому значениями поровых градиентов (см. рис. 2, в). Поэтому в этом поле, даже на рассматриваемом этапе общего падения избыточного давления, должно найти четкое отражение разделение поровой среды на «проницаемые» полости и «плохопроницаемые» блоки.

На рис. 4 (а, б) представлен геолого-геохимический разрез, секущий отложения Прикаспийской впадины в субширотном направлении, с изолиниями фактора фазовой неустойчивости (ф. ф. н.) (а), избыточного давления (б) и профильными сечениями поверхностей раздела между диффузионной и конвективной зонами и кровли диффузионного пограничного слоя. Обработка данных глубинных гидрогеологических и гидрохимических исследований в Прикаспийской впадине выполнена на основе сформулированных ранее принципов [7] с помощью специального программного комплекса.

В изолиниях поля избыточного давления (см. рис. 4, б) отчетливо отражены области максимальной горизонтальной изменчивости, определяющие положение субвертикальных разделов между плохопроницаемыми блоками и проводящими зонами. Проводящие зоны приурочены к контрастным погружениям напластованной впадины и крыльевым зонам поднятий. Положение зон надкритического насыщения (ф. ф. н. > 0) (см. рис. 4, а) в значительной мере контролируется разделением напластований на проницаемые и непроницаемые части, хотя полного совпадения характерных черт изменчивости в полях ф. ф. н. и избыточного

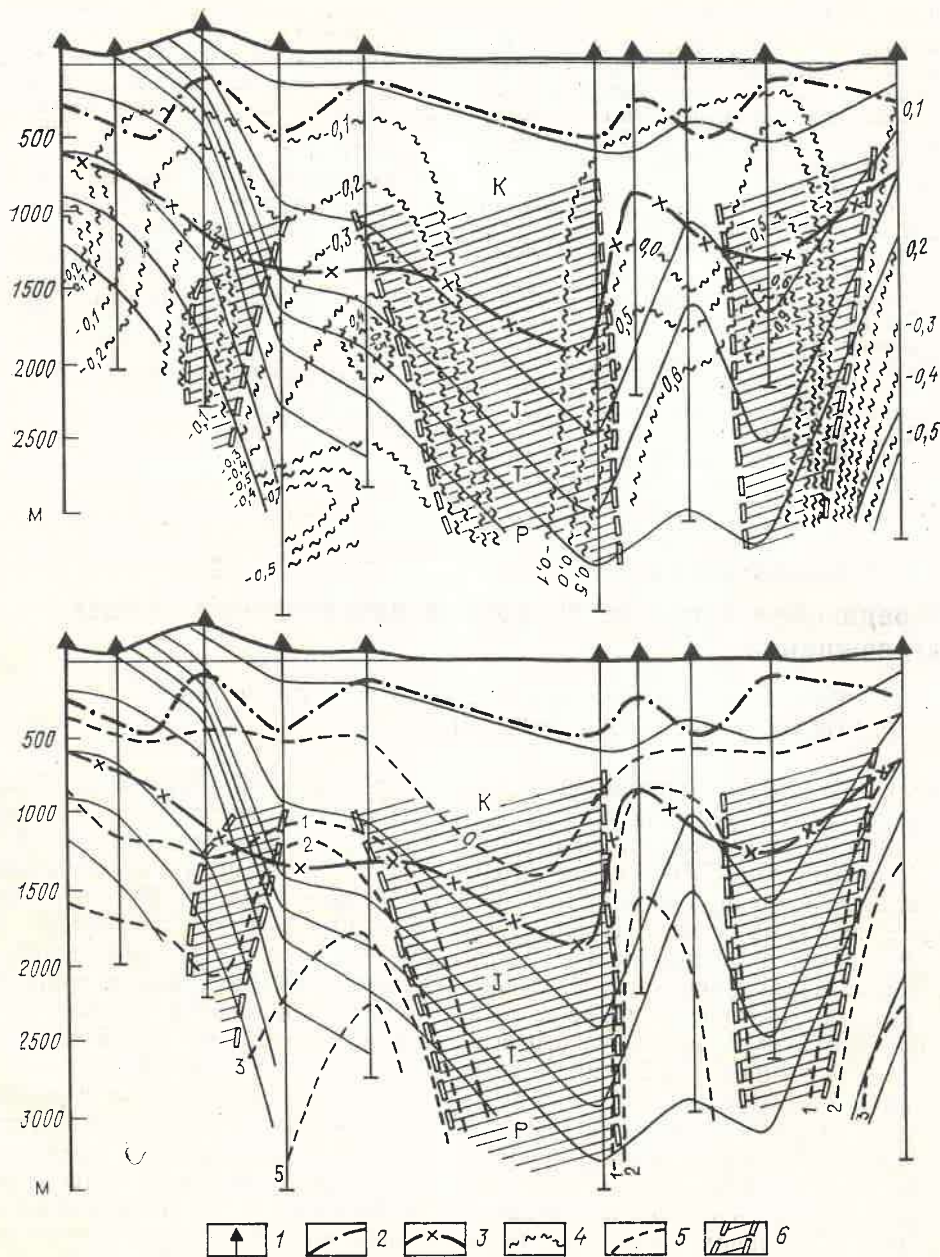


Рис. 4. Геолого-геохимический разрез близш-ротного направления через центральную часть Прикаспийской впадины:

1 — скважины; 2 — кровля диффузионного погранич-

давления не отмечается. Рельеф поверхности раздела между диффузионной и конвективной зонами отражает дифференциацию отложений по проводимости. Положительным формам рельефа соответствуют плохопроницаемые блоки, отрицательным — проводящие зоны.

При оценках перспектив нефтегазоносности бассейнов определение характеристик состояния поровых вод-

ного слоя; 3 — раздел между зонами конвекции и диффузии; 4 — изолинии фактора фазовой неустойчивости; 5 — изолинии избыточного над гидростатическим давления, МПа; 6 — зоны повышенной проводимости в напластованиях впадины

ных систем должно стать такой же естественной задачей исследований, как литологостратиграфическая дифференциация разреза и определение фильтрационно-емкостных свойств слагающих его пород. Важнейшими характеристиками, подлежащими определению, являются дифференциация вод по режиму обмена, уровень и распределение их газонасыщенности и изменчивость избыточного давления.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баренблатт Г. И., Ентов В. Н., Рыжик В. Н. Движение жидкостей и газов в природных пластах.— М.: Недра, 1984.
2. Гелиевые исследования в поисковой геологии/В. В. Иванов, В. И. Медовый, В. А. Бушмакин и др.//Сов. геология. 1984. № 5. С. 105—115.
3. Желтов Ю. П. Механика нефтегазонасного пласта.— М.: Недра, 1975.
4. Иванов В. В., Антоненко Е. Ф., Обухова С. Н. Проводимость поровых сред при дисперсном распределении одной из фаз порового флюида.— М.: ОНТИ ВНИИГеонформсистем, 1988.
5. Иванов В. В., Гулиев И. С. Физико-химическая модель грязевого вулканизма// Проблемы нефтегазонасности Кавказа. М., 1988. С. 92—100.
6. Иванов В. В., Медовый В. И., Добровольская В. И. Поля концентраций геля в осадочных толщах//Сов. геология. 1978. № 2. С. 48—63.
7. Иванов В. В., Обухова С. Н. Физические основы разделения осадочного выполнения бассейнов для оценки перспектив нефтегазонасности//Сов. геология. 1987. № 9. С. 34—43.
8. Кутателадзе С. С., Накоряков В. Е. Мас-сообмен и волны в газожидкостных системах.— М.: Наука, 1984.
9. Обработка и интерпретация геолого-геохимической информации при поисках залежей нефти и газа/В. А. Ванюшин, В. В. Иванов, В. А. Сиротюк и др.— М.: Недра, 1987.
10. Теплофизические свойства жидкостей в метастабильном состоянии/В. П. Скрипов, Е. И. Силин, П. А. Павлов и др.— М.: Атомиздат, 1980.

Принята редколлегией 5 мая 1990 г.

УДК 543.8 : 552.578.3 : [553.982.2+981.6]

© Коллектив авторов, 1991

Распределение и состав битумов в продуктивных толщах месторождений

Е. С. ЛАРСКАЯ, Т. Ю. ПЕНТИНА, М. С. ТЕЛКОВА, В. С. ПОЛЯНСКАЯ,
Э. В. ХРАМОВА, О. П. ЗАГУЛОВА (ВНИГНИ)

В целях изучения закономерностей распределения и особенностей состава битуминозных компонентов, извлекаемых хлороформом (ХБА) из дезинтегрированных образцов керна продуктивных пород, были исследованы свыше 60-ти тыс. образцов палеозойских отложений Прикаспийского, Тимано-Печорского, Восточно-Сибирского и мезозойских Амударьинского нефтегазонасных бассейнов (НГБ), по 23 разнотипным залежам.

Анализ геохимических и геофизических данных в совокупности с результатами опробования пластов позволил авторам считать, что ХБА представляет собой в основном тяжелую часть нефти (в нефтяных залежах) выпавшего конденсата или асфальтизированные дериваты первичных нефтей во вторичных залежах нефти и газоконденсата [6]. В нефтегазоматеринских толщах ХБА преимущественно отражает присутствие сингенетического и паравтохтонного битума [1]. По нашим расчетам [6], сохранившаяся в кернах часть нефти составляет (в зависимости от плотности и состава флюидов) 35—50 % массы нефти в пластовых условиях, конденсата—15—40 %, вязких битумов—50—75 %. Эту сохранившуюся в кернах часть флюидов назовем остаточной нефтью или

миграционными битумами (ХБАм).

Изучалась битуминозность продуктивных толщ залежей тяжелой, средней и легкой нефти и газоконденсата с низким (менее 50 г/м³), средним (51—300 г/м³) и высоким (300—800 г/м³) выходом стабильного конденсата; карбонатных и гранулярных коллекторов разной степени однородности и толщины (от 5 до 1000 м); ловушек антиклинального типа, рифогенных, тектонически и стратиграфически экранированных; продуктивных пластов, находящихся в пределах нефтегазопроизводящих толщ и вне их, испытавших и не испытавших гипергенное воздействие и т. д.

Ниже нами рассматривается только ХБА, поскольку в гранулярных и карбонатных коллекторах доля сингенетической составляющей в ХБА, как правило, настолько мала [6], что масса ХБА_м в большинстве случаев может быть приравнена к его массе, определяемой в прямом эксперименте, а состав ХБА_м охарактеризован параметрами состава ХБА.

Концентрация ХБА. Существенная дифференциация флюидонасыщения продуктивного пласта в пределах залежей разного типа отчетливо проявляется в распределении частот встречаемости различных концентраций

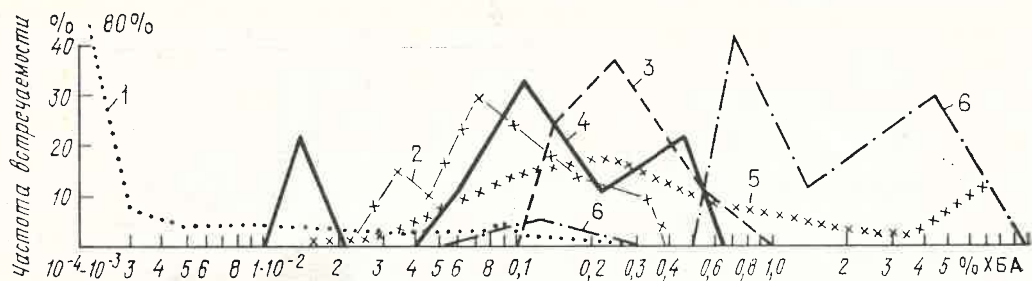


Рис. 1. Распределение содержания ХБА из продуктивных пород газоконденсатных залежей:

1 — с малым (20 кг/м^3) содержанием стабильного кон-

денсата (терригенный коллектор); 2 — с его средним содержанием ($150\text{--}250 \text{ г/м}^3$, карбонатный коллектор); нефтяных залежей: 3 — с легкой, 4 — со средней, 5 — с тяжелой, 6 — гипергенно-измененной нефтью (карбонатный коллектор)

ХБА (рис. 1). Так, кривая распределения ХБА в продуктивном терригенном пласте-коллекторе газоконденсатной залежи с низким (до 20 г/см^3) содержанием конденсата (например, готеривская залежь Даулетабад-Донмезского месторождения) имеет отчетливый максимум в области $0,0005\text{--}0,001 \%$, второй, значительно меньший пик, приурочен к области $0,08 \%$. Максимальное количество — 30% образцов из карбонатных продуктивных толщ, содержащих скопления газоконденсата с выходом стабильного конденсата $150\text{--}250 \text{ г/см}^3$ (например, гжельско-касимовская толща Жанажольской залежи КТ-1), характеризуется концентрациями $0,05\text{--}0,1 \%$ ХБА, а 15% образцов — $0,03\text{--}0,04$ и $0,1\text{--}0,3 \%$. В разрезе карбонатной толщи массивной залежи, содержащей нефть плотностью $0,83\text{--}0,88 \text{ г/см}^3$ (например, среднефранская залежь Северного Хоседаюсского месторождения), концентрации ХБА менее $0,005 \%$ обычно отсутствуют, $0,1\text{--}0,08 \%$ характерны для $15\text{--}30 \%$ образцов, основная их часть — $60\text{--}80 \%$ приходится на значения $0,16\text{--}1,28 \%$. Кривая распределения ХБА для продуктивных карбонатных толщ в залежах тяжелой нефти (например, залежь в осинском горизонте нижнего кембрия Средне-Ботуобинского месторождения) имеет два максимума: в области $0,16\text{--}0,32 \%$ и свыше 5% (см. рис. 1). Из продуктивных пластов залежей тяжелых гипергенно измененных нефтей (месторождения вала Сорокина) 40% образцов имеют концентрацию ХБА $0,5\text{--}1 \%$, почти треть падает на зону высоких концентраций — $2\text{--}10 \%$ и лишь 10% образцов — $0,05\text{--}0,3 \%$.

Существенный разброс концентраций ХБА отражает неравномерность

распределения нефтяных (в нефтяных залежах) и остаточных нефтяных и битумных (в газоконденсатах) флюидов в продуктивных толщах большинства месторождений [1, 3, 6]. В связи с этим выявление особенностей флюидонасыщения залежей по площади и разрезу продуктивной толщи важно для выбора рациональных способов поисков и разведки месторождений.

Рассмотрим некоторые наиболее распространенные на территории СССР варианты моделей битумонасыщения. В гранулярных пашийских и карбонатных коллекторах некоторых артинских залежей тяжелой нефти (вал Сорокина, Торавейское месторождение) основные массы нефти приурочены к верхней части продуктивных горизонтов, имеющей значительно лучшие коллекторские свойства, чем нижняя (рис. 2). По разному распределяется ХБА в нефтяных залежах с гетерогенно построенным продуктивным пластом в Варандейской и Торавейской залежах (см. рис. 2, в и 2, г). В пределах этого пласта отчетливо выделяются прослои и линзы с принципиально разным содержанием и составом ХБА, выдержанные в пределах всей ловушки или большей ее части [6]. Как правило, они характеризуются разными коллекторскими свойствами. Притоки нефти обычно получают из прослоев, где хорошие коллектора сочетаются с высокими концентрациями ХБА.

В газовых залежах с очень низким выходом конденсата (например, готеривская Даулетабад-Донмезского месторождения) в породах продуктивного пласта значения ХБА не превышают $0,25 \%$ или $6,2 \text{ кг/м}^3$, хотя чаще всего по разрезу и площади залежи концентрация ХБА достигает $0,05 \%$

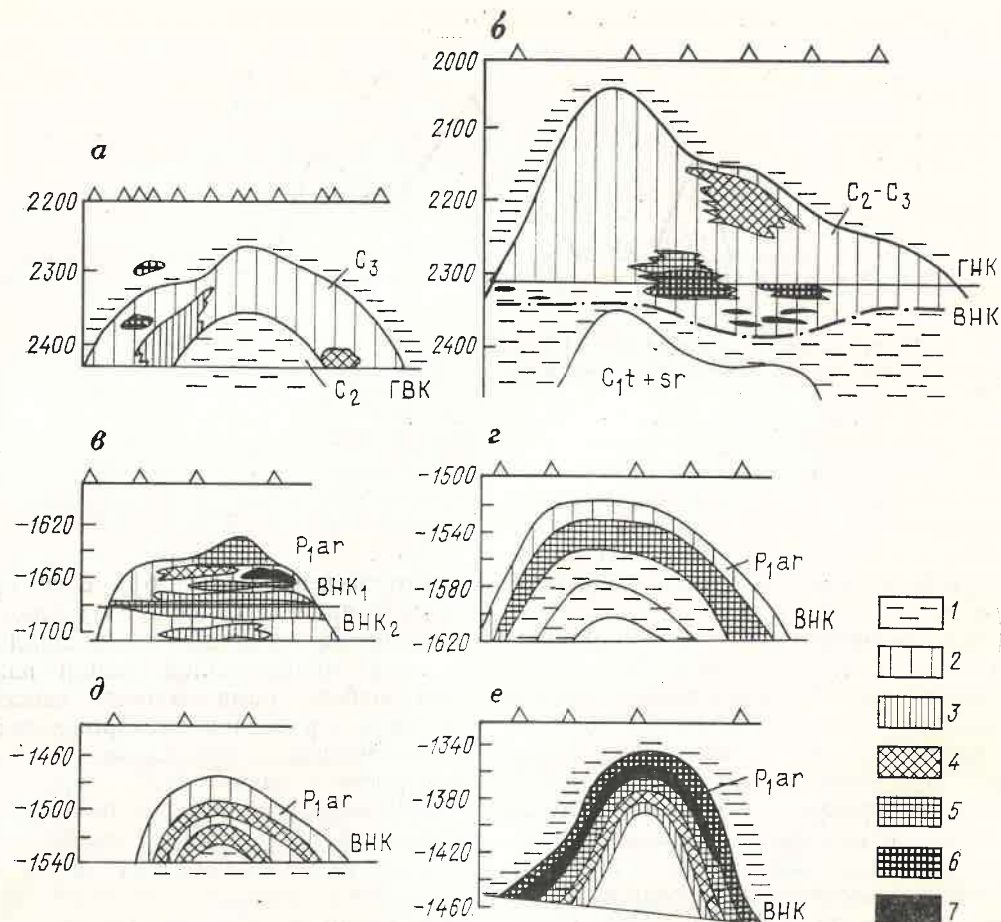


Рис. 2. Распределение битумов в нижнепермских и каменноугольных месторождениях Тимано-Печорской НГБ:

месторождения: а — Кумжинское, б — Ванейвисское,

в — Варандейское, г — Торавейское, д — Южно-Торавейское, е — Лабоганское; содержание ХБА, кг/м³: 1 — 0,1—1; 2 — 1,1—5; 3 — 5,1—10; 4 — 10,1—30; 5 — 30,1—50; 6 — 50,1—60; 7 — >60

или 1 кг/м³ не более. Во вторичных газоконденсатных залежах, мало затронутых гипергенными трансформациями (газ пересыщен тяжелым конденсатом, Карачаганакская залежь) распределение ХБА имеет существенно иной характер. В верхней части залежи в коллекторах всех типов и в неколлекторах содержится 1—5 кг/м³ ХБА, имеющего в составе до 70 % углеводородов (УВ) и образовавшегося по расчетам, в основном из выпавшего в керне на поверхности конденсата. Вниз по разрезу почти вне зависимости от коллекторских свойств пород концентрация ХБА возрастает до 25 кг/м³, причем главным образом за счет жидкофазного флюида нефтяного происхождения. В нижней части залежи концентрация последнего достигает 50—80 кг/м³, а доля УВ в нем — 80 % [2, 4]. В газоконденсатных залежах, образовавшихся на месте нефтяных, в меньшей (месторождение Кум-

жа, см. рис. 2) или большей (Оренбургское месторождение) степени подвергавшихся гипергенному разрушению, повышенные концентрации ХБА (до 125 кг/м³), как правило, содержащего до 50 % УВ и до 90 % смолисто-асфальтеновых компонентов, приурочены в теле газоконденсатной части чаще к прослоям с плохими или средними коллекторскими свойствами, а в нефтяной оторочке — к средним и хорошим коллекторам, но с совершенно иным составом ХБА: до 80 % УВ и менее 1 % асфальтенов [6].

Результаты проведенного нами [6] систематического петрографического изучения коллекторов из залежей окисленных, дегазированных нефтей и вторичных газоконденсатных залежей (Оренбург, Кумжа, Ванейвис, Карачаганак, Варандей и др.) показали, что нефть в нефтяных залежах занимает не только открытые поры и трещины, но и микропоры, капиллярные каналы,

тупиковые поры разного размера, микротрещины спайности, обволакивает пленкой зерна и входит в состав решетки некоторых минералов. Последнее особенно характерно для карбонатных заглинизированных, сульфатизированных или гранулярных карбонизированных коллекторов. Поэтому в них доля нефтяных флюидов, приходящихся на высокостесненное пространство, меньше, чем в чистых песчаниках и алевролитах и высокопористых известняках.

Связь концентрации ХБА и пористости коллектора. В результате анализа нами было установлено, что в пределах нефтяных залежей в общем случае чем больше коэффициент пористости коллектора K_p , тем больше концентрация ХБА. В низкопористых коллекторах вторичных газоконденсатных залежей участками сохраняется большое (до 3 % на породу) количество ХБА чаще всего вязкой консистенции.

В коллекторах первичных газоконденсатных залежей концентрация ХБА за редким исключением не превышает 0,1 % или 2,5 кг/м³ при любых значениях K_p . От нефтяных залежей их отличает также тенденция к некоторому возрастанию концентрации ХБА по мере уменьшения K_p . В связи с этим коэффициент остаточной нефтенасыщенности $K_{он}$, рассчитанный нами по соотношению объема ХБА и порового пространства, может превышать единицу, что указывает на заполнение битумом (остаточной нефтью) кроме современного эффективного порового пространства и матрицы.

Таким образом, распределение ХБА в нефтеносных ловушках часто зависит от современных коллекторских свойств продуктивного пласта, а во вторичных газоконденсатных залежах — от свойств коллектора в момент поступления в ловушки битумных или нефтяных флюидов на более ранних этапах, чем во время формирования газоконденсатной залежи. Особенно отчетливо это проявляется в карбонатных коллекторах вторичных газоконденсатных залежей.

Однако критерий «концентрация ХБА», являясь необходимым, не всегда достаточен при определении типа скопления УВ. Необходима информация о степени подвижности такого вы-

соко- или полуконцентрированного нефтяного флюида. Достоверный показатель его подвижности — доля асфальтенов в ХБА: в нефтяных и первичных газоконденсатных залежах она менее 5 %, во вторичных — 10—90 % [6]. При определении уровня и ведущего агента разрушения нефтяных залежей, как правило, максимальные значения рассматриваемого параметра указывают на глубокое гипергенное разрушение нефти.

Важный качественный, экспрессно определяемый, показатель состояния нефтяных флюидов в пласте — наличие или отсутствие включений битумов, сохраняющихся в петрографических шлифах. По нашей статистике, таких включений почти нет в шлифах, изготовленных из коллекторов, содержащих легкие и средние нефти, первичный газоконденсат и газ, но они широко распространены во вторичных газоконденсатных залежах, образовавшихся на месте гипергенно разрушенных нефтяных залежей, в переходных водонефтяных зонах. К информативным показателям степени подвижности пластовых нефтяных флюидов, их состава и фазового состояния, по нашим данным, относится также содержание в ХБА углеводородов.

Исследованиями установлено, что в залежах легкой нефти ХБА, извлеченный из коллекторов, содержит 70—80 % УВ, в нефтяных средней плотности — 70—75 %, высокой — 60—70 %, высоковязкой нефти и битумов — 30—50 %. Резкие колебания содержания УВ (10—60 %) характерны для ХБА из вторичных газоконденсатных залежей. В первичных газоконденсатных залежах доля УВ в ХБА из коллекторов обычно держится на одном уровне — 50—60 %. Отличить их от залежей нефти можно, как уже упоминалось, только по значительно более низким концентрациям ХБА, а от пластов с непромышленными скоплениями нефтяных флюидов, не содержащими газоконденсат, — по более высокому содержанию УВ [1, 6].

Для оценки содержания УВ и ХБА были использованы данные пиролитического метода Рок-Эвал [7]. Ранее для карбонатных продуктивных пород нами была установлена тесная парная связь между параметрами пиролитизации и данными о количестве и составе битумов, экстрагированных из пород хлор-

1. Пиролитическая характеристика (Рок—Эвал) продуктивных карбонатных пород

Залежь	S_1 , кг/т	OPJ	$T_{\max}$, °C	$S_1/C_{\text{орг}}$, %
Газоконденсатная, с неизменной нефтью	0,8—7,3	0,5—0,9	380—428	30—60
Нефтяная с гипергенно измененной нефтью	4—6	0,35—0,53	435—445	11—20

формом [5]. Это дало возможность по уравнениям регрессии с помощью данных пиролиза экспрессно оценивать количество и состав остаточных нефтяных флюидов в карбонатных коллекторах (ХБ, % = $0,08 + 1,62 S_1$ (%) при продуктивном индексе OPJ ($S_1/(S_1 + S_2)$) $> 0,5$ и $S_1/C_{\text{орг}} > 30$ %, $r = 0,75$; ХБ, % = $0,04 + 6,80 S_1$ (%) при $OPJ < 0,5$ и $S_1/C_{\text{орг}} < 30$ %, $r = 0,93$; УВ_{экстракции}, % = $0,02 + 0,75 S_1$ (%), $r = 0,96$).

Следует подчеркнуть особенности интерпретации данных пиролиза применительно к органическим веществам (ОВ) продуктивных коллекторов: 1) пик S_2 в отличие от нефтематеринских пород, фиксирует УВ, образовавшиеся при крекинге смолисто-асфальтеновой фракции битума; с повышением содержания асфальтенов пик S_2 увеличивается ($r = 0,77$); 2) значение OPJ максимально для пород, содержащих богатый УВ битум, и минимально для тяжелых битумов (УВ, % в ХБ = $-10,6 + 80 \cdot OPJ$, $r = 0,81$). Выявленная зависимость позволяет считать пиролитический параметр OPJ показателем и продуктивности пород, и состава сохранившихся в керне пластовых УВ флюидов.

Анализ обширного фактического материала (300 образцов) исследования ОВ карбонатных продуктивных толщ ряда нефтегазоконденсатных месторождений (Жанажол, Карачаганак, Средне-Ботуобинское) позволил установить, что для продуктивных пород, содержащих УВ скопления любого фазового состояния и состава, характерно достаточно высокое значение S_1 (содержание УВ в породе). При этом в залежах, не подвергавшихся гипергенным изменениям, велико также относительное количество S_1 (табл. 1), $T_{\max}$ более низкая по сравнению с таковой в нефтегазоматеринских породах того же катагенного уровня. В коллекторах, содержащих гипергенно окис-

ленную нефть (или вязкий битум), доля S_1 в сумме продуктов пиролиза и относительно общего содержания $C_{\text{орг}}$ значительно ниже, что связано с высоким (до 80 %) содержанием асфальтенов в битуме, оказывающимся на увеличении пика S_2 ; эффекта понижения $T_{\max}$ по сравнению с катагенстическим фоном почти не наблюдается (см. табл. 1).

Породы непродуктивных пропластков и пластов в пределах продуктивного комплекса месторождений отличаются от пород продуктивных горизонтов главным образом более низкими значениями S_1 (в 2—10 раз). Остальные параметры достаточно близки к таковым продуктивных пластов, что является, видимо, признаком диссипации УВ из залежей.

Мы пытались установить закономерность флюидонасыщенности залежей по параметрам состава УВ, содержащихся в ХБА. Групповой и индивидуальный состав УВ изучался с помощью газовой хроматографии и масс-спектрометрии в предварительно выделенных с помощью жидкостной хроматографии метано-нафтенной МНФ и ароматической АФ фракциях. Анализировались особенности содержания и состава нормальных и изопреноидных алканов, а также степень цикличности нафтенных и аренов. Исследовались УВ фракции ХБА из продуктивных каменноугольных карбонатных пород газоконденсато-нефтяных залежей месторождения Жанажол, нижнепермско-каменноугольных отложений Карачаганак, содержащих высокоамплитудную газоконденсатную залежь с нефтяной оторочкой, нижнепермских карбонатных пород залежей вала Сорокина (Тимано-Печорский НГБ), нижнепермских карбонатных, нижне- и верхнепермских, а также триасовых терригенных продуктивных пластов из месторождения Хыльчую, находящегося, по нашему мнению [6], в стадии ак-

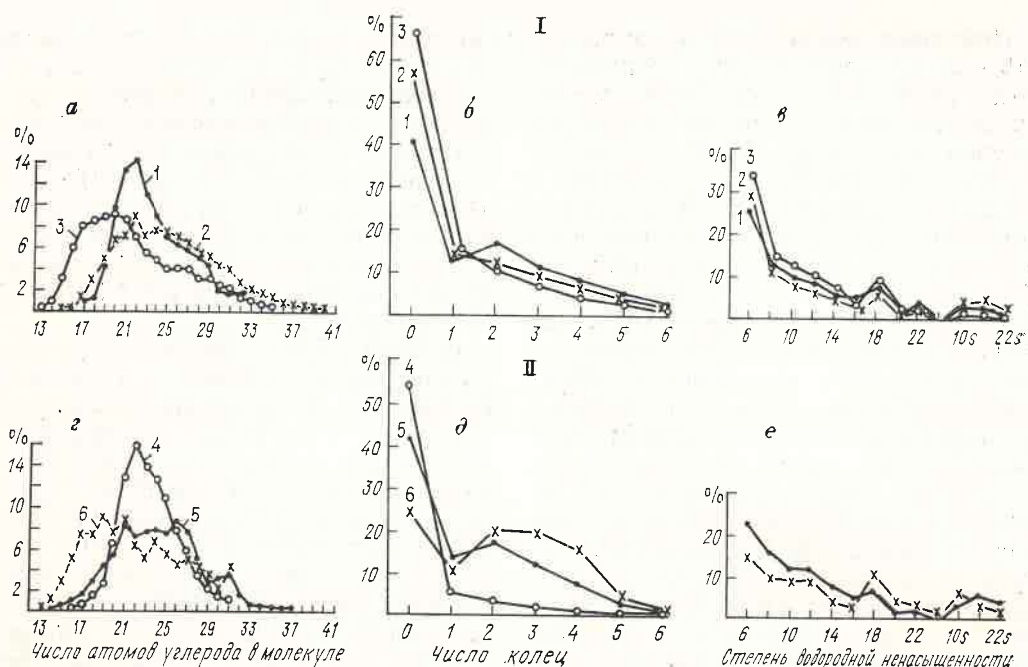


Рис. 3. Групповой и индивидуальный состав метано-нафтовой фракции битумов продуктивных толщ различных месторождений:

I — газоконденсатные залежи: а — н-алканы, б — нафтовая фракция, в — ароматическая фракция;

II — нефтяные залежи: г — н-алканы, д — нафтовая фракция, е — ароматическая фракция; 1 — легкий конденсат, 2 — тяжелый конденсат; 3 — формирующаяся залежь; 4 — нефть средняя (терригенный коллектор); 5 — нефть средняя (карбонатный коллектор); 6 — нефть тяжелая гипергенно-измененная

тивного формирования; каменноугольных терригенных продуктивных пачек нефтегазового многопластового месторождения Богданы (ДДВ) и др.

Перечисленные объекты содержат нефти: тяжелые (вал Сорокина), средние (Жанажол, Карачаганак, Богданы) и легкие (месторождение Хыльчую); газоконденсаты с высоким (Карачаганак) и оптимальным (Жанажол, Хыльчую, Богданы) выходом конденсата — легкого (Хыльчую, Жанажол, Богданы) и тяжелого, ароматического (Карачаганак).

Нормальные (C_{13} — C_{40}) и изопреноидные (C_{13} — C_{20}) алканы исследовались по классической методике; в качестве внутреннего стандарта применялся сквалан [3]. Ниже приводятся наиболее достоверные результаты.

Газоконденсатные залежи. В ХБА продуктивных карбонатных толщ газоконденсатной части месторождений Жанажол и Карачаганак содержание н-алканов в МНФ не превышает 10 %, а сама МНФ составляет 22—30 % от ХБА (соответственно, доля н-алканов в ХБА — 2—3 %). Содержание изопреноидов в МНФ и ХБА невелико (соответственно, 0,6—1 и 0,3 %). Н-алканы C_{13} — C_{18} составляют не более 7 % от их суммы. Распределение н-ал-

канов весьма характерно и описывается кривой с резким максимумом в области C_{19} — C_{24} (рис. 3, а, кривые 1, 2). Для ХБА из залежей с оптимальным (150 — 250 г/м³, месторождение Жанажол) выходом легкого конденсата ($d < 0,78$ г/см³) пик в области C_{19} — C_{24} выражен резче, чем для ХБА из залежей с высоким содержанием тяжелого ароматического конденсата (500 г/м³, месторождение Карачаганак), за счет несколько меньшего количества более тяжелой группы н-алканов в области C_{26} — C_{39} . В ХБА Карачаганакского месторождения изопреноидов в 1,5—2 раза больше, чем в ХБА из Жанажольских залежей с более легким конденсатом. В ХБА маломощных (5—20 м) карбонатных и терригенных продуктивных пластов, особенно первых, из активно формирующихся на современном этапе газоконденсатных месторождений (например, Хыльчую) доля МНФ составляет 50—70 %, н-алканов в составе МНФ—18—30 % и в ХБА—10—20 %; доля изопреноидов соответственно 2—6 и 1,3—30 %. В составе н-алканов группа C_{13} — C_{18} играет значительно большую роль (26—27 %), максимум приурочен к группе C_{17} — C_{20} (см. рис. 3, а, кривая 3).

Нефтяные залежи. В маломощных (10—30 м) продуктивных карбонатных пачках Жанажольского месторождения, содержащих залежи нефти средней плотности, МНФ составляет до 46 % от ХБА (т. е. примерно в 2 раза больше, чем в ХБА газоконденсатных залежей), а доля н-алканов в ней не превышает 10 % (4,6 % в ХБА), доля изопреноидов — 0,25—0,5 % (в ХБА не более 0,18 %), что близко к значениям, аналогичным параметрам в ХБА из газоконденсатных залежей. Распределение н-алканов характеризуется ломаной кривой; н-алканы C_{13} — C_{18} составляют не более 7,5 % от их суммы, основную роль играют средние и высокомолекулярные алканы (по 42—50 %), максимум падает на несколько более высокомолекулярную, чем в ХБА газоконденсатных залежей, область C_{21} — C_{26} (см. рис. 3, г, кривая 5). В ХБА маломощных терригенных нефтеносных пластов месторождения Богданы доля МНФ в 1,5 раза больше, чем в ХБА карбонатных, н-алканы составляют около 38 % от МНФ (24 % от ХБА), т. е. почти в 4 раза больше, чем в карбонатных пластах; изопреноиды — соответственно 0,5 и 0,3 %, что соизмеримо с содержаниями в ХБА из карбонатных продуктивных пород. Основной максимум распределения н-алканов в песчаных коллекторах приходится на диапазон C_{21} — C_{24} (см. рис. 3, г, кривая 4), тогда как в карбонатных — на C_{21} — C_{24} . В ХБА из продуктивных пород залежей тяжелой гипергенно измененной нефти в нижнепермских залежах вала Сорокина доля МНФ довольно высока — 27—30 %, но содержание н-алканов в ее составе ничтожно — 0—4 % (не более 1 % от ХБА), концентрация изопреноидов в МНФ — 0—0,6 %. В составе сохранившихся н-алканов основную роль играет группа C_{19} — C_{24} —44 %, но и доля легких УВ иногда достигает 25 % (см. рис. 3, г, кривая 6).

Состав циклических углеводородов ХБА. В ХБА продуктивных карбонатных пачек газоконденсатных залежей месторождений Жанажол и Карачаганак соотношение парафиновых и нафтеных структур (п/н) варьирует от 0,8 до 1,7, причем наибольшее в залежах с высоким содержанием конденсата (Карачаганак). В нафтеных УВ максимум п/н связан с бицикличе-

скими УВ (около 15 %), среди ароматических структур преобладают моноциклические. Следует отметить, что в ХБА из газоконденсатных залежей с оптимальным содержанием конденсата (месторождение Жанажол) доля низкоциклических нафтеных и ароматических УВ несколько выше, чем в ХБА из залежей с большим содержанием тяжелого конденсата (см. рис. 3, б, в, кривые 1, 2).

В МНФ ХБА из «молодых» залежей (Хыльчу) соотношение п/н составляет 1,34, т. е. роль парафиновых структур в них значительно выше, чем в ХБА «стабильных» залежей. Среди нафтеных максимум (по 15 %) приходится на моно- и бициклические структуры. Ароматические УВ в ХБА всех изученных газоконденсатных залежей представлены в основном моноциклическими (до 60 %), среди которых преобладают алкилбензолы, на долю фенантронов приходится всего 3,7 %. Отсутствуют структуры, содержащие в молекуле более четырех конденсированных колец (см. рис. 3, б, в, кривая 3).

В ХБА из нефтеносных пород залежей нефти средней плотности (месторождение Жанажол) соотношение п/н не превышает 0,8. Среди нафтеных максимум падает на бициклические УВ (см. рис. 3, д, кривая 5). В составе ароматических УВ преобладают моноциклические, на долю фенантронов приходится около 5 % (см. рис. 3, е, кривая 5). В ХБА из продуктивных пород нефтяных оторочек нефтегазоконденсатных залежей с высоким содержанием высокоароматического конденсата в газовой части (месторождение Карачаганак) содержание парафиновых УВ несколько выше, максимум среди нафтеных приурочен к моноциклическим УВ (см. рис. 3, г, кривая 4). В ароматической фракции моноароматических УВ несколько меньше, чем в описанном выше объекте, и несколько больше фенантронов.

В ХБА из нижнепермских продуктивных пластов с тяжелой нефтью (залежи вала Сорокина) п/н колеблется от 0,8 (где отсутствуют н-алканы) до 0,45. Максимум среди нафтеных падает на би- и трициклические структуры УВ (см. рис. 3, д, кривая 6), доля полициклических нафтеных достигает 32 %. Среди ароматических УВ преобладают моно- (42—56 %) и биарома-

тические (22 %) структуры (см. рис. 3, е, кривая 6).

Таким образом, выявив некоторые различия в составе УВ ХБА пород с различным состоянием и составом УВ флюидов, мы не установили пока количественных значений углеводородных параметров, которые могли бы самостоятельно диагностировать наличие нефти или газоконденсата того или иного состава. Они могут «работать» только в совокупности с рассмотренными выше битумными показателями, такими как содержание и состав битумов.

Установлено, что при прочих равных условиях в изученных объектах битумы карбонатных и карбонатно-сульфатных коллекторов по сравнению с битумами гранулярных содержат меньше *n*-алканов, больше смолисто-асфальтеновых компонентов и цикланов, в т. ч. би- и трициклических, сероароматических структур. Можно предположить, что процессы разделения нефтяного вещества на подвижную и неподвижную компоненты протекают в них глубоко.

Высокое содержание и специфический состав сероароматических соединений, низкое *n*-алканов при большой роли смолисто-асфальтеновых компонентов и битумов отражают глубину процессов гипергенного разрушения залежей. Закономерности размещения битумов и тенденции изменения их состава в пределах продуктивного резервуара позволяют установить стадию формирования и степень сохранности залежи нефти, первичность или вторичность залежей газоконденсатов.

Совместный анализ особенностей распределения и состава ХБА в разрезе продуктивных толщ с учетом данных опробования пластов привел к заключению, что притоки нефти получают только из интервалов, удельное содержание ХБА и доля УВ в составе которых выше определенного уровня (табл. 2). Последний далеко не одинаков для нефтей разного состава, степени газонасыщения и коллекторов разного типа. Влияние техногенных факторов пока не проанализировано.

Приведенные в табл. 2 данные (эмпирические) позволяют предположить возможность использования содержания ХБА в качестве показателя, уточняющего выбор интервалов опробова-

2. Минимальные значения концентрации ХБА в эффективных нефтенасыщенных коллекторах с $K_D=0,2$

Плотность нефти, г/см ³	Содержание бензина в нефти, %	Концентрация, кг/м ³	
		ХБА	нефть
0,95	<15	80	150
0,90—0,95	15—25	60	130
0,85—0,90	25—40	50	130
0,80—0,85	40—50	30	100

ния в нефтяных залежах, определения геометрических параметров залежи, в т. ч. положения контактов газ — нефть, нефть — вода, выделения эффективных толщин и объемов в пределах продуктивных резервуаров.

По количеству и некоторым параметрам состава ХБА можно отделить в теле нефтяных залежей продуктивные породы от непродуктивных, газоконденсатную часть залежи от нефтяной оторочки (по смене в разрезе доминирующих концентраций ХБА — 1—5 кг/м³ не выше 25 кг/м³), нефтяную часть ловушки от водоносной, т. е. уточнить гипсометрическое положение ВНК по резкому падению концентраций ХБА в небольшом по мощности интервале разреза (от 25 кг/м³ и выше в хороших коллекторах до 0,5—2 кг/м³); установить наличие в теле газоконденсатных залежей линзовидных или пластовидных нефтенасыщенных зон. На существование нефтяной оторочки указывает и стабильное возрастание содержания ХБА вниз по разрезу газоконденсатной ловушки — (вверх 1 кг/м³, затем 3 кг/м³, 15 кг/м³ и выше — Карачаганакская залежь). Характер площадного изменения концентраций ХБА в пределах оторочки выявляет степень ее сплошности, а границы колебания ХБА в разрезах под нефтяной оторочкой — наличие или отсутствие, мощность и структуру переходной водонефтяной зоны.

Таким образом, залежи УВ разного состава и состояния отчетливо различаются по количеству и компонентному составу ХБА в керне продуктивных пластов. Наиболее специфические показатели — концентрация битума (25—100 кг/м³ в породах нефтяных резервуаров, 1—5 кг/м³ — первичных газоконденсатных залежей) и доля УВ в составе битумов (65—80 % в

нефтяных резервуарах, 40—50 % в газоносных, 50—70 % — в первичных газоконденсатных). Менее залежи различаются по соотношению метано-нафтовых и ароматических УВ, метановых и нафтовых УВ, составу алкановых и циклических УВ. Возможно, это обусловлено избирательным накоплением определенных УВ при образовании нефти и конденсата и рядом генетических причин.

Данные о характере распределения и особенностях состава ХБА в теле залежей дают возможность построить модели их флюидонасыщения, реконструировать условия формирования и оценить степень сохранности залежей. Предложенный прием может дать ключ к познанию многих неясных сторон процесса формирования залежей нефти и газа в целом, и в принципиально разных геолого-геохимических условиях.

Несмотря на довольно большой объем информации, авторы считают выводы во многом предварительными и приглашают уважаемых коллег провести подобные исследования флюидонасыщения залежей во всех регионах страны по единой методике.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ

УДК 553.43

Рудоносность медно-порфировых рудно-магматических систем

Е. И. НИКОЛАЕВА, М. А. КАЖИХИН, И. М. ГОЛОВАНОВ (САИГИМС)

Среди рудно-магматических систем медно-порфировый тип наиболее изучен благодаря исследованиям Г. М. Власова, А. И. Кривцова, В. С. Попова, Р. Силлитое и др. Широко используется метод Р. Силлитое, заключающийся в создании общей картины путем сопоставления и наращивания по вертикали геологических разрезов различных частей систем [3].

Прямая информация о геологическом строении рудно-магматической системы до глубины 2984 м впервые получена с помощью скв. АО-1, пробуренной Алмалыкской ГРЭ ПГО «Ташкентгеология» в целях определения перспектив комплексного медно-

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ларская Е. С., Котельникова Э. Д., Полянская В. С. Количество и состав битумов в нефтегазовых горизонтах Богдановского месторождения // Геология нефти и газа. 1984. № 9. С. 35.
2. Модель газоконденсатно-нефтяной залежи Карачаганакского месторождения. Ларская Е. С., Клещев К. А., Сухова А. Н. и др. // Сов. геология. 1987. № 4. 14—23.
3. Ларская Е. С., Телкова М. С., Федотова А. И. Генерация и миграция алканов в триасовых и нижнепермских отложениях Тимано-Печорской НГП // Геология нефти и газа. 1989. № 1. С. 51—55.
4. Особенности формирования крупных газоконденсатных залежей Прикаспийской впадины и ее северо-восточного обрамления с позиции битумонасыщения продуктивных толщ // Ларская Е. С., Полянская В. С., Пентина Т. Ю. — М.: ВНИГНИ. 1989. С. 65—75.
5. Пентина Т. Ю., Литвинова В. Н., Полянская В. С. Сопоставление данных пиролиза и химико-битуминологического анализа эпигенетичного органического вещества карбонатных коллекторов в целях выявления дополнительных геохимических критериев нефтегазоносности. — М.: ВНИГНИ. 1989. С. 45—55.
6. Региональный и локальный прогноз нефтегазоносности // Тр. ВНИГНИ. 1987. Вып. 256.
7. Espitalié J., Deroo J. et Marquis F. La pyrolyse Rock-Eval et ses applications // Rev. Inst. Français du Pétrol. 1985. Vol. 40. N 5. P. 563—580.

Принята редколлегией 25 сентября 1989 г.

© Е. И. Николаева, М. А. Кажихин, И. М. Голованов, 1991

порфирового оруденения, исследования глубинного строения рудного района, выявления особенностей корневых зон рудно-магматических систем.

Алмалыкский рудный район — часть позднепалеозойского Кураминского андезитондно-монцитонидного вулканоплутонического пояса Срединного Тянь-Шаня, расположен в центральной зоне Кураминского сводового поднятия коры [2]. Выбор места заложения скважины в пределах медно-порфирового рудопроявления Нижнекаульдинское определен площадной и этажной концентрацией рудогенных процессов в зоне пересечения северо-западного и северо-восточного регио-

нальных разломов глубокого заложения в Центральном тектоническом блоке, являющемся грабен-синклинальной структурой.

По сейсмическим данным на глубине около 2500 м предполагалась верхняя граница дорифейского кристаллического фундамента, выше — ордовик-силурийские метаморфические сланцы, инъецированные силур-нижнедевонскими гранитами и аляскитами. В проектном разрезе на этих образованиях с несогласием залегают нижнедевонские кислые вулканиты, сменяющиеся терригенно-карбонатными породами верхнего девона — нижнего карбона [4]. Субщелочной андезитонидно-монцитонидный продуктивный вулкано-плутонический комплекс, прорывающий ранние кислые вулканиты и интрузии, представлен среднекарбонатными габбродиоритами и монцонитами, верхнекарбонатными кварцевыми монцонитами и комагматичными им андезитобазальтами, андезитами и андезитодацитами, перекрывающими карбонатную толщу.

Скважиной АО-1 до глубины 497,5 м вскрыта толща туфовых, лавовых, лавобрекчиевых и субвулканических фаций андезитонидного вулканогенного комплекса, ниже отмечаются известняки и доломиты (80 м), экраняющие медно-порфировое оруденение, затем нижнедевонские риолит-порфиры (250 м), которые инъецированы порфировыми апофизами продуктивных кварцевых монцитонитов, слагающих разрез до забоя и включающих в апикальной части блок монцитонитов ранней фазы (рис. 1).

В результате комплексных исследований скв. АО-1 уточнена геолого-геофизическая модель глубинного строения Алмалыкского рудного района. В керне не найдено вещественно-физического подтверждения сейсмической граница смены сред, трактованная как субгоризонтальная поверхность дорифейского кристаллического фундамента. Пересмотрены представления о морфологии продуктивных плутонов. Ранее на основании сейсмических данных форма монцитонидного интрузива интерпретировалась как силл или лакколлит мощностью 1500—2000 м. Глубоким бурением и геолого-геофизическим моделированием установлено, что рудогенерирующие порфировые штоки являются выступами в сложном рельефе

кровли крупного кварц-монцитонитового этмолита (площадь десятки квадратных километров, длина по вертикали 5—7 км), включающего блоки ранних габброидов в краевых частях. Расширены представления о рудоносности глубоких горизонтов рудно-магматической системы, несущих нетрадиционную для медно-порфирового типа редкоземельно-редкометалльную минерализацию.

В интервале 986,5—1455,7 м вскрыты аляскитоидные породы, ранее относившиеся к силурийско-нижнедевонскому интрузивному комплексу, широко развитому в южной части Алмалыкского района. Доказана принадлежность этих образований к кварц-полевошпатовой метасоматической формации пермского возраста — $(248 \pm 7) \cdot 10^6$ лет по K-Ar датировке. Структурные, морфологические и минералогические особенности кварц-полевошпатовых пород, результаты изучения газово-жидких включений свидетельствуют об их метасоматическом происхождении и генетических связях с медно-порфировым рудогенезом. Эти породы слагают тела различной морфологии — от пегматоидных залежеобразных тел до аплитовых прожилков, отличаются петрографической неоднородностью (текстурной, структурной, минеральной), наследуют реликтовый средний плагиоклаз и магматический калиевый полевой шпат исходных монцитонитов, характеризуются общими с вмещающими породами специализацией и зональностью спектра аксессуаров, температурным интервалом гомогенизации газово-жидких включений в кварце ($400 \pm 50^\circ$) при отсутствии расплавных магматических включений.

Для определения прогнозных критериев медно-порфирового и сопутствующего оруденения особое внимание уделено изучению глубинной зональности продуктивного интрузива, рудных комплексов и метасоматических формаций в створе общей магматической системы.

В интервале 580—2984 м установлена неоднородность в составе и строении продуктивного интрузива, выраженная в постепенной смене биотит-рогообманковых кварцевых монцитонит-порфиров апикальной оруденелой части штоков подрудными порфировидными кварцевыми монцитонитами.

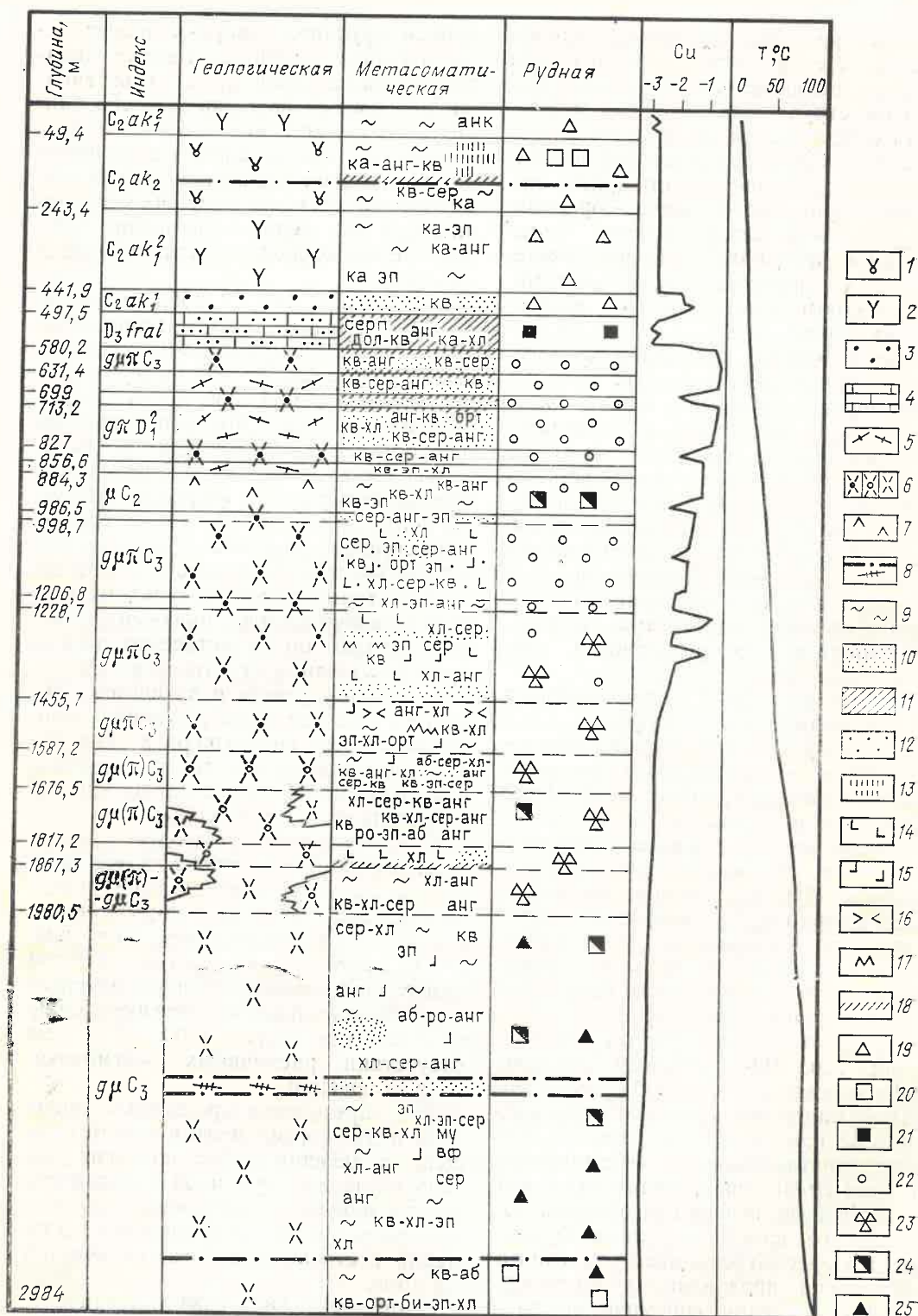


Рис. 1. Геологическая, метасоматическая и рудная колонки скв. АО-1:

1 — субвулканические роговообманковые и биотит-роговообманковые трахиандезит-дацитовые порфиры; 2 — лавы, лавобрекчии, туфы и туфоконгломераты роговообманковых трахиандезитовых, трахиандезит-базальтовых порфиритов; 3 — известняковые и полимиктовые конгломераты, песчаники, туфиты (базальный слой вулканических пород акчинской свиты); 4 — песчанистые и глинистые известняки, доломиты алмалыкской свиты; 5 — риолит-порфиры; 6 — кварцевые монзониты: а — порфировые, б — порфировидные, в — равномернозернистые; 7 — монзониты; 8 — разломы; метасоматические изменения: 9 — пропилиты, 10 — филлизиты, 11 — скарны, скарионды, 12 — серицитолиты, 13 — аргиллизиты, 14 — кварц-полевошпатовые метасоматиты, 15 — калишпатизация, 16 — альбититы, 17 — грейзенизиты, 18 — зоны окварцевания; минеральные комплексы: 19 — кварц-карбо-

ты); 4 — песчанистые и глинистые известняки, доломиты алмалыкской свиты; 5 — риолит-порфиры; 6 — кварцевые монзониты: а — порфировые, б — порфировидные, в — равномернозернистые; 7 — монзониты; 8 — разломы; метасоматические изменения: 9 — пропилиты, 10 — филлизиты, 11 — скарны, скарионды, 12 — серицитолиты, 13 — аргиллизиты, 14 — кварц-полевошпатовые метасоматиты, 15 — калишпатизация, 16 — альбититы, 17 — грейзенизиты, 18 — зоны окварцевания; минеральные комплексы: 19 — кварц-карбо-

Корневую зону в интервале 1670—1980 м открывает участок эндогенного брекчирования с неоднозначными фазово-фациальными отношениями порфиридных и фанеритовых разновидностей кварцевых монцонитов, формирование которого можно объяснить с помощью экспериментальных и термодинамических моделей кристаллизации и оттока магматических масс [1, 3; В. И. Сотников, А. П. Берзина, Е. И. Никитина и др., 1977]. Глубокие уровни плутона сложены неравномерно-зернистыми и сменяющими их равномерно-зернистыми роговообманковыми кварцевыми монцонитами. Породы неоднородны по петрографическим и химическим особенностям (их состав варьирует от гранодиоритов — граносениитов до кварцосодержащих монодиоритов — монцонитов), неравномерно насыщены фенокристаллами калиевого полевого шпата и гомеогенными включениями диоритового состава.

Глубокое бурение дает уникальную возможность изучить непрерывную рудно-метасоматическую зональность медно-порфировой системы. Надрудная эффузивно-осадочная толща интенсивно пропилитизирована; к ней приурочен прожилково-вкрапленный кварц-карбонат-гематитовый минеральный комплекс. С локальными тектоническими структурами связан кварц-золото-полисульфидный минеральный комплекс, типичный для вулканогенно-гидротермальных золоторудных и полиметаллических объектов района, а также кварц-пирит-молибденит-халькопиритовый, представляющий нижележащее медно-порфировое оруденение. Подстилающие эффузивы известняки и доломиты скарнированы с образованием водных скарнов и метасоматитов пестрого состава, содержащих волластонит, гранаты, пироксены, скаполит, карбонаты, кварц, эпидот, серпентин, тальк, амфиболы, хлорит, серицит, ангидрит, барит, целестин, графит и др. Оруденение в карбонатных породах представлено полигенным кварц-магнетит-пирит-полисульфидным минеральным комплексом, включающим скарновую

кварц-магнетитовую и наложенные кварц-пирит-золоторудные висмутосодержащие ассоциации (сульфиды свинца, цинка, висмута, меди, сульфосоли, теллуриды, самородные золото и висмут, интерметаллиды).

Медно-молибденовый штокверк размещен в интенсивно пропилитизированных и филлизированных риолит-порфирах, прорывающих их монцонитах и охватывает апикальную часть кварцевых монцонит-порфиров. По керну установлен типовой комплекс медно-порфировых руд, содержащий титано-железоокисидные, пиритовые, кварц-молибденитовые, кварц-халькопиритовые и поздние кварц-карбонат-ангидрит-полисульфидные минеральные ассоциации. Глубокая рудная зона является кварц-полевошпатовым центром автометасоматической гранитизации продуктивного интрузива, характеризующимся доминированием кварц-молибденитовой минеральной ассоциации.

В подрудной зоне медно-порфирового месторождения скв. АО-1 вскрыты неравномерно пропилитизированные порфиридные кварцевые монцониты, спорадически вмещающие мало мощные блочные и жильные тела кварц-мусковитовых грейзенизитов, роговиков-альбититов, пегматоидных кварц-полевошпатовых пород с акцессорным кварц-гематит-редкометалльным комплексом. В составе последнего участвуют оксиды железа и титана, молибденит, тантал-ниобиевые минералы (колумбит, стрюверит), иттрокразит, браннерит, паризит, ортит, минералы группы пирохлора, эвксенита и др.

В корневой зоне медно-порфировой рудно-магматической системы продуктивный интрузив слабо пропилитизирован, окварцован, рассечен редкими прожилками калишпата, хлорита, карбонатов, барита, ангидрита. Вдоль локальных тектонических нарушений развиты маломощные тела моно- и полиминеральных среднезернистых и пегматоидных пород, в составе которых встречаются актинолит, роговая обманка, биотит, рипидолит, хлорит, гранаты ряда андрадит — кимцент, якоб-

нат-пирит-гематитовый, 20 — кварц-карбонат-полисульфидный, 21 — кварц-магнетит-пирит-полисульфидный золото-висмутосодержащий, 22 — кварц-пирит-молибденит-халькопиритовый, 23 — кварц-гематит-редкометалльно-редкоземельный, 24 — кварц-карбо-

нат-халькопирит-полисульфидный висмутосодержащий, 25 — кварц-пирит-магнетит-гематит-редкоземельный; буквенные обозначения — состав сопряженных прожилковых образований и пегматоидных, жильных и блочных метасоматитов

сит, хромпикотит, ортоклаз, микроклин, альбит, мусковит, эпидот, циркон, цитролит, сфен и др.

Акцессорный рудный комплекс — кварц-магнетит-редкометалльно-редкоземельный — включает оксиды железа (вюстит), титана, марганца, перовскит, тантал-ниобиевые и редкоземельные минералы, муассанит, когенит. Акцессорная минерализация корневой зоны характеризуется отсутствием примесей урана и тория. Так, уранпирихлор с глубиной сменяется иттрипирихлором. Наряду с этими образованиями на глубоких уровнях системы развиты кварц-эпидот-хлоритовые жилы с медно-висмутовой минерализацией — сульфиды и сульфосоли меди и висмута, теллуриды, самородный висмут, природные латуни.

Геофизическими и гидрогеологическими методами в скв. АО-1 выявлен ряд трещиноватых обводненных уровней, для которых характерны процессы неоминералообразования. На глубине 2500—2600 м при участии современных гидротермальных растворов, температура которых по данным термометрии составляет 86,8°, образуются кристаллические формы минералов, традиционно считающихся экзогенными — вульфенит, гипс, гетит, баритоцелестин.

В результате минералого-термобаро-геохимических исследований глубинной рудно-метасоматической зональности выявлена закономерная связь медно-порфировой, полиметаллической, золоторудной и акцессорной редкометалльно-редкоземельной минерализации в общем формационно-генетическом ряду, металлогенетический спектр которого обусловлен первичной специализацией магматического очага. Ступенчатая регрессивная смена температур гомогенизации газовой-жидких включений минералов различных формаций метасоматитов при отсутствии температурных инверсий и повсеместное развитие вторичных низкотемпературных включений свидетельствуют о моноасцендентном становлении продуктивного плутона. Установлена температурная зональность метасоматоза: для кварц-полевошпатовых пород — 340—450°, альбититов и филлизитов подрудных зон — 310—440°, поздних филлизитов — 220—340°, водных скарнов и пропилитов надрудной зоны — 190—370°, жильных и блочных метасомати-

тов корневых зон — 200—350°.

Изотопный состав серы сульфидов (пирит, галенит) и сульфатов (ангидрит) из скв. АО-1 подтверждает ее магматический генезис при незначительном участии в рудогенезе облегченного изотопа. В целом значения $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов независимо от состава пород, из которых они выделены, лежат в пределах +4,67...—1,47 ‰. Постоянство изотопных отношений для сульфидов и близкие значения $\Delta\delta^{34}\text{S}$ сульфидов и сульфатов для всех типов минерализации свидетельствуют о единстве источников серы.

Анализ изотопного состава рудного свинца различных генетических типов оруденения, вскрытого скв. АО-1, указывает на общий рудогенерирующий нижнекоровый источник орогенного типа (мантийно-корового смешения) и принадлежность к единой эпохе рудогенеза (315 ± 60 млн лет). В то же время источником полиметаллической минерализации на глубоких уровнях скважин служит верхняя часть континентальной коры, что не вписывается в одностадийную модель рудогенеза и свидетельствует о смене источников и вовлечении в рудогенез корового древнего материала.

Таким образом, на основании данных глубокого бурения получена комплексная геолого-генетическая характеристика рудно-магматической системы Центрального тектонического блока Алмалыкского района (рис. 2). Скважиной АО-1 вскрыт полный разрез системы, сформированной вблизи основания палеовулканической многоаппаратной постройки трещинного типа. Базовое медно-порфировое оруденение контролируется апикальной порфировой зоной крупного этмолита кварцевых монзонитов, внедрившегося под экранирующую карбонатно-осадочную толщу, перекрытую вулканогенными комагматами продуктивных монзонитов, несущими сопутствующую золоторудную и полиметаллическую минерализацию.

Трактовка генетических соотношений в общем ряду родственных рудных формаций, вскрытых скв. АО-1, неоднозначна по возрасту и источникам вещества. Полиметаллическое и золотое скарновое и вулканогенно-гидротермальное оруденение среднего карбона в ходе становления продуктивного вулканоплутонического комплекса

жильной медно-висмутовой минерализацией нового типа расширяет существующие представления о комплексности оруденения, сопряженного с медно-порфировой формацией.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Барнэм К. У. Магмы и гидротермальные флюиды//Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., 1982. С. 71—121.
2. Голованов И. М., Николаева Е. И., Кажихин М. А. Комплексная прогнозно-поисковая модель медно-порфировой формации.— Ташкент: Фан, 1988.

3. Кривцов А. И. Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфировых месторождений.— М.: Недра, 1983.
4. Мещанинов З. И., Мещанинова Г. С. Геолого-геохимические особенности медно-порфирового рудопроявления Нижнекаульдинское (УзССР)//Зап. Узбекского отделения Всесоюз. минер. об-ва. 1986. Вып. 39. С. 93—96.

Принята редколлегией 28 мая 1990 г.

РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

УДК 553'3/9.04

© А. П. Калита, 1991

Исследования комплексной ценности месторождений полезных ископаемых

А. П. КАЛИТА (ИМГРЭ)

Быстрые темпы развития горнодобывающей промышленности обуславливают необходимость комплексного освоения месторождений с учетом требований охраны недр и окружающей среды. С каждым годом неуклонно сокращаются запасы полезных ископаемых, сосредоточенные в относительно богатых балансовых рудах. Технологические трудности комплексной переработки забалансового минерального сырья не позволяют вовлечь их в сферу хозяйственного использования, хотя бедные руды, как правило, содержат значительно большие запасы полезных компонентов, чем богатые. В связи с этим необходима разработка новой более совершенной технологии передела минерального сырья, что позволило бы комплексно использовать бедные забалансовые руды.

Ориентация на добычу только богатых руд приводит к тому, что значительная часть извлекаемого из недр минерального сырья не находит практического использования и накапливается в отвалах, засоряя окружающую среду. Особенно это относится к редкометалльным месторождениям. При современных технологических процессах получения редкометалльных концентратов, степень извлечения большинства компонентов составляет не более 50—70 %. Отдельные редкометалльные минералы (например, берилл) либо вообще теряются, либо степень их извлечения в концентраты не превышает 30 %. Кроме того, традиционными тех-

нологическими способами не извлекается большинство редких элементов, изоморфно входящих в порообразующие минералы.

Ограниченные технологические возможности получения редкометалльных концентратов современными гравитационно-флотационными методами обуславливают отнесение многих типов руд к забалансовым, что не способствует комплексному и рациональному использованию сырья месторождений. Более комплексное извлечение редкометалльных компонентов может быть осуществлено путем переработки минерального сырья традиционными технологическими способами с получением разнообразных товарных концентратов (сподуменового, лепидолитового, танталитового, микролитового, бериллового, гатчеттолитового, цирконового, касситеритового и др.) в сочетании с последующей переработкой хвостов обогащения руд. Для этих целей совместными исследованиями ИМГРЭ и НИИЦементов выявлена возможность и целесообразность применения в качестве глинистого компонента цементных сырьевых смесей алюмосиликатного минерального сырья, содержащего редкие и цветные металлы. Это обуславливает рациональное использование в перспективе бедных руд, отвальных хвостов горнообогатительных комбинатов и вскрышных пород месторождений магматического, осадочного и метаморфического генезиса с доизвлечением соединений

редких элементов и получением портланд-цементного клинкера.

Основное достоинство рудно-редкометалльно-цементно-обжигового процесса при переработке различных видов бедного сырья заключается в том, что высокая температура (до 1200—1500 °C) в зоне спекания, длительное (до 3 ч) пребывание материала в интервале температур 300—1500 °C и наличие в газовой фазе кислорода, паров воды и элементов группы минерализаторов или магматических эманаций — углерода, фтора, фосфора, серы и хлора создают благоприятные условия для доизвлечения из обжиговой шихты легколетучих литофильных и халькофильных редких элементов и полиметаллов, представленных мышьяком, сурьмой, висмутом, селеном, теллуром с последующим концентрированием и осаждением их в запечных пыле-газоосадительных аппаратах. Применение рудно-редкометалльно-цементно-обжигового процесса позволит перерабатывать многие виды минерального сырья и отходы ряда отраслей промышленности по безотходной технологии, что может значительно повысить экономический потенциал народного хозяйства и улучшить состояние окружающей среды.

Проблема переработки бедных руд, отвалов и хвостов в рудно-редкометалльно-цементном производстве, в зависимости от конкретных народно-хозяйственных задач, состава исходного сырья, геологоэкономических и технологических условий, имеет различные пути реализации. Для осуществления комплексной переработки минерального сырья необходимо внедрить в практику усовершенствованную рудно-редкометалльно-цементную технологию, обеспечивающую достаточно полное извлечение попутных компонентов из сырья, их последующее улавливание, концентрирование и получение клинкера высокого качества.

Возможен и другой подход к проблеме комплексного использования бедных руд, отвалов и хвостов, основанный на предварительном извлечении компонентов из минерального сырья и дальнейшем применении кеков либо в цементном производстве, либо в производстве силикатного кирпича. При этом особый интерес представляет предварительное извлечение полезных компонентов с использованием обору-

дования цементного производства. В этом отношении перспективны процессы спекания алюмосиликатных руд редких щелочных металлов с хлоридом кальция, так как температурные параметры и аппаратное оформление этих процессов приближаются к условиям цементного производства, а хлорид кальция может быть одним из компонентов цементной шихты. Очевидным преимуществом этого способа является допустимость введения в шихту дополнительных реагентов, образующих с редкими элементами растворимые или легколетучие соединения и проведение процесса со сравнительно небольшими объемами неразубоженного сырья. Это дает возможность создать необходимые условия для достаточно полного извлечения редких элементов и не предъявлять дополнительных требований к системе газопылеулавливания основного цементного производства.

Высокая производительность, сравнительно малая энергоемкость и простота аппаратного оформления цементного производства позволяют ставить вопрос о широком использовании этого процесса для прямого передела бедных руд на редкие и цветные металлы взамен дорогостоящих и сложных процессов обогащения. Необходимые предпосылки для этого созданы в результате разработки слесового способа сжигания топлива во вращающихся цементных печах, при котором возможно значительное повышение температуры обжига и улучшение условий отгонки полезных компонентов.

Из рассмотренных наиболее разработан процесс непосредственного использования бедных руд, отвалов и хвостов в качестве составной части цементной шихты, позволяющий, наряду с получением цементного клинкера, перевести значительную часть рудно-редкометалльных компонентов в легколетучее состояние и сконцентрировать их в тонких классах пылей-возгонов.

В течение ряда лет ИМГРЭ совместно с НИИЦементом проводит исследования, целью которых является оценка перспектив комплексного использования бедных руд, отвалов и хвостов редкометалльных месторождений с получением рудно-редкометалльных пылей-возгонов и портланд-цементного клинкера [1, 2, 3]. К настоя-

шему времени осуществлена в опытно-промышленных условиях комплексная переработка бедных руд и отвальных хвостов обогащения горно-обогатительных комбинатов Дальнего Востока, Восточной Сибири, Саян, Казахстана, Средней Азии, Урала, Кавказа, Карело-Кольского региона и Прибалтики с получением рудно-редкометаллических пылей-возгонов и высококачественного цементного клинкера.

Переработка углисто-глинисто-карбонатных пород с редкими элементами, бедных руд пегматитов, отвальных хвостов изумрудоносного месторождения, диктониевых сланцев, отвальных хвостов редкометаллических гранитоидов, бедных руд минерализованных карбонатитов и кор выветривания завершена на уровне изобретений. Химический состав переработанных видов сырья (табл. 1) показывает, что многие виды бедного минерального сырья различных генетических типов месторождений могут рассматриваться в качестве глинистого компонента рудно-редкометаллическо-цементных сырьевых смесей. Это открывает принципиальную возможность практического использования в перспективе многих видов отходов горнорудной промышленности — вскрышных пород, некондиционных руд, отвальных хвостов. Вовлечение в сферу практического использования нетрадиционных видов минерального сырья позволяет повысить уровень комплексности использования минерально-сырьевых ресурсов. С применением усовершенствованной рудно-редкометаллическо-цементной технологии переработки минерального сырья коренным образом могут измениться представления о месторождениях, считающихся неперспективными для практического освоения.

Среди эндогенных месторождений с легколетучими литофильными породообразующими и редкими элементами (натрий, калий, литий, рубидий, цезий) наиболее перспективными для комплексного освоения с применением на заключительных этапах передела сырья по рудно-редкометаллическо-цементной технологии являются:

а) отвальные хвосты слюдоносных и керамических пегматитов с циркониевой (циркон, циртолит), иттрий-редкоземельной (ортит, монацит, ксенотим), иттрий-титано-тантало-ниобиевой (самарскит, обручевит, иттрогатчетто-

лит, итробетафит, фергюсонит, брагит, эвксенит) минерализацией формации мигматитов амфиболитовой фации и связанных с ними анатектитов;

б) бедные руды и отвальные хвосты редкометаллических пегматитов, содержащих литиевую (сподумен, амблигонит, петалит, монтебразит, лепидолит), рубидиевую (микроклин, слюды), цезиевую (поллуцит, слюды), танталовую (танталит, тапиолит, микролит, джалмаит, симпсонит), бериллиевую (берилл, бавенит), оловянную (касситерит, оловотанталит) минерализацию формации фациально- и фазово-дифференцированных гранитных батолитов;

в) отвальные хвосты изумрудоносных жил линии скрещения плагиоклаз-флогопитового состава, содержащие бериллиевую минерализацию (берилл, бавенит, бромеллит, бериллиевый маргатит и редкие щелочные металлы);

г) пегматиты с пьезооптическим кристаллосырьем (горный хрусталь, оптический флюорит, топаз) и редкометаллические минералы (берилл, колумбит, иногда сподумен, литиевые слюды, циркон, торит, ортит) гранитов рапакиви, порфиоровидных, аляскитовых и лейкогранитов;

д) отвальные хвосты пегматитов щелочногранитной формации, содержащие иттриевую (иттриалит, абукумалит, роуландит), иттрий-бериллиевую (гадолинит), иногда бериллиевую (гельвин, даналит, гентгельвин), скандиевую (тортвейтит), иттрий-ниобий-редкоземельную (фергюсонит, эвксенит, самарскит), редкоземельную (монацит, чевкинит, ортит), циркониевую (циркон, циртолит), ториевую (торит, хаттонит);

е) бедные руды и отвальные хвосты месторождений литионит-амазонит-альбитовых гранитов с танталовой (пироксено-микролит, колумбит-танталит, лопарит), литиевой (литиевый биотит, цинвальдит, криофиллит, лепидолит) минерализацией, а также литий-фтористые кератофиты (онгониты) и цвиттеры (биотитовые грейзены с топазом), содержащие касситерит и редкие щелочные металлы;

ж) бедные руды и отвальные хвосты слюдисто-полевошпатовых жил с флюоритом и бериллом, обогащенные редкими щелочными металлами, залегающие в карбонатных породах.

1. Химический состав бедного минерального сырья различных генетических типов редкометалльных месторождений, пригодного для переработки на основе рудно-редкометалльно-цементной технологии, %

Порядок н/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	LiO ₂	SO ₃	F	CO ₂	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	П. п. п.	Сумма
1	79,92	—	15,15	1,26	—	2,07	2,54	—	3,47	4,05	0	0,12	—	—	—	—	—	100,80
2	73,40	—	15,31	0,67	—	1,17	0,72	—	3,52	4,43	0	0,10	—	—	—	—	—	100,07
3	68,80	—	17,90	0,32	—	2,33	1,54	—	3,48	1,86	0	0,10	—	—	—	—	—	97,50
4	55,20	—	15,36	6,00	—	2,98	11,14	—	1,64	5,15	0	0,16	5,30	—	—	—	—	99,75
5	71,68	—	15,60	2,33	—	0,95	0,72	—	3,75	3,00	0	0,25	—	—	—	—	—	99,93
6	40,84	—	15,97	2,78	—	14,24	3,03	0,38	2,30	6,00	0,60	1,17	5,00	—	—	—	—	102,37*
7	43,30	—	5,78	1,80	—	17,00	4,35	—	1,37	1,73	0	0,35	—	—	—	—	—	99,01
8	58,60	He обл.	8,09	2,61	3,61	17,65	1,74	0,38	1,80	0,81	He обл.	—	0,30	3,60	—	0,98	3,06	100,17*
9	62,87	0,51	12,67	2,93	0,86	0,28	0,70	—	11,55	2,20	"	1,15	—	—	0,17	—	3,35	99,24
10	63,87	0,51	13,86	1,92	0,86	0,14	0,70	—	11,65	2,35	"	0,67	—	—	0,14	—	2,85	99,52
11	64,80	—	12,82	7,10	—	2,30	3,40	—	0,45	4,00	"	0,71	—	—	—	—	3,06	100,64
12	46,12	—	9,98	6,22	—	13,86	9,52	—	0,16	2,00	He обл.	5,32	—	—	—	—	6,11	99,69
13	55,12	—	15,26	4,47	—	1,29	1,27	—	He обл.	He обл.	"	5,55	—	—	—	—	18,37	98,53
14	43—80	—	8—18	0,3—7	—	—	0,7—11	—	0,16—11	0,8—6,0	"	—	—	—	—	—	—	—

* Сумма без корректировки на содержание фтора.

Примечание. 1—3 — бедные пегматитовые руды с литием, рубидием, цезием, связанные с коровым гранитоидным магматизмом; 4 — слюдясто-полевошпатовые, отвалы хвосты с редкими щелочными металлами месторождения изумрудов; 5 — отвалы хвосты переработки руд редкометалльных гранитов; 6 — отвалы хвосты переработки берилло-флюоритовых руд, содержащие литий, рубидий, цезий; 7 — углесто-глинисто-карбонатные породы с редкими металлами; 8 — отвалы хвосты переработки скандио-вольфрамо-молибденовых руд; 9—10 — отвалы хвосты переработки гидротермальных медно-порфировых руд; 11 — отвалы хвосты переработки гидрогидротермальных медно-цинковых руд; 12 — отвалы хвосты переработки свинцово-цинковых руд; 13 — диктионемовые сланцы с реннем, молибденом, ванадием, перерабатывающие месторождения фосфоритов; 14 — пределы колебания содержания основных компонентов в алюмосиликатном минеральном сырье, пригодном для комплексного использования в рудно-редкометалльно-цементных обжиговых процессах.

2. Химический состав железной лигатуры, %

Si	Ti	Fe	Mn	P	Nb	Нераствори- мый остаток	Сумма
1,03 0,65	0,18 0,96	83,68 80,97	0,18 1,66	14,06 13,90	0,84 1,05	0,5 0,8	100,47 99,99

Использование бедного сырья осадочно-вулканогенных образований, представленных углисто-глинисто-карбонатными породами показало высокую степень возгона соединений лития, рубидия и цезия с одновременным получением высококачественного портланд-цементного клинкера. За счет практического освоения этих пород существенно может быть расширена сырьевая база редких щелочных металлов.

Комплексную переработку некондиционного сырья различных типов месторождений халькофильных элементов, содержащих молибден, свинец, цинк, олово, селен, теллур, германий, индий, рений, висмут, галлий, таллий, кадмий, сурьму, мышьяк и другие компоненты, целесообразно осуществлять с применением также рудно-редкометалльно-цементно-обжиговой технологии при иных температурных параметрах. Степень возгона соединений рудных металлов весьма высока при полном переводе породообразующих компонентов в цементный клинкер.

В эндогенных месторождениях с халькофильными редкими элементами наиболее перспективными для комплексного освоения с доизвлечением рудных и рассеянных редких элементов (рения, селена, теллура, индия, кадмия, таллия, галлия, германия, висмута) и получением портланд-цементного клинкера являются бедные руды и отвальные хвосты молибденово-медных, свинцово-цинковых, медно-колчеданных, вольфрам-молибденовых и других типов месторождений, залегающих в карбонатных породах или находящихся в пространственной близости с ними. Заслуживают также внимания касситерито-сульфидные, касситерито-силикатные, мышьяково-висмутовые, медно-висмутовые и другие месторождения.

В экзогенных образованиях перспективными для комплексного освоения с применением рудно-редкометалльно-цементной технологии являются:

а) породы кровли биогенных фосфоритовых месторождений, представленные диктионемовыми сланцами (аргиллитами), содержащие повышенные концентрации молибдена, рения, ванадия, свинца, меди, стронция и других элементов;

б) хемогенные месторождения фосфоритов геосинклинальных областей с лантаноидами, ванадием, титаном, молибденом, селеном, стронцием и др.;

в) пестроцветные формации платформенных областей, содержащие медь, свинец, цинк, кобальт, ванадий, молибден, висмут, серебро, индий, таллий.

Выше рассматривались перспективы комплексного освоения месторождений, содержащих сравнительно легколетучие элементы — литий, рубидий, цезий. В сульфидных месторождениях сравнительно легколетучими являются молибден, рений, олово, селен, теллур, висмут, германий, галлий, таллий, индий, сурьма, мышьяк. Наряду с легколетучими редкими и рассеянными элементами существует обширная группа труднолетучих редких металлов, представленных танталом, ниобием, лантаноидами, иттрием, цирконием, гафнием, торием и др. При обжиге цементных сырьевых смесей эти элементы не возгоняются, а остаются в клинкере. В связи с этим были проведены экспериментальные исследования по переводу труднолетучих редких элементов при высокотемпературной обработке сырьевых смесей в железную лигатуру. С этой целью проводилось плавление хвостов обогащения танталовых руд с редкометалльными карбонатитовыми рудами. При добавлении в исходную цементную шихту окиси железа, в процессе электродуговой плавки сырьевой смеси образуется железная лигатура, содержащая целый ряд редких элементов, извлеченных из редкометалльных карбонатитов или гранитов. Выполнены два полных химических анализа железной лигатуры (табл. 2) согласно которых содержа-

3. Содержания редких элементов в лигатуре, г/т

	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Eu ₂ O ₃	Y ₂ O ₃	Lu ₂ O ₃	Fe	Co	Sc	Hf	Ta	Th
Исходные материалы	294	540	83	9,9	68	11	2,3*	0,4	0,4	19	92	44
Лигатура	228	714	63	11	105	53	68	0,8	0,2	8,7	202	33

* Содержание в %

ния ниобия в ней находятся в пределах 0,84—1,05 %. По сравнению с исходным сырьем, представленным гатчеттолитсодержащими карбонатитами, концентрация ниобия в полученной лигатуре увеличилась более чем в 10 раз.

Ядерно-физическим методом определялись в лигатуре содержания лантаноидов, иттрия, кобальта, скандия, гафния, тантала, тория. Согласно данным табл. 3 в железной лигатуре, по сравнению с исходным сырьем, увеличивается концентрация церия, европия, иттрия, лютеция, кобальта и тантала. Наблюдается довольно полное извлечение в железную лигатуру самария.

Таким образом, высокотемпературная переработка минерального сырья является перспективным технологическим направлением комплексного освоения трудно обогащаемых традиционными методами пироксид- и гатчеттолитсодержащих карбонатитовых руд в смеси с алюмосиликатными хвостами танталовых руд. Проведенные опыты и теоретический анализ показывают, что, в полученных сплавах, наряду с ниобием и танталом могут концентрироваться редкие земли, ванадий, никель, кобальт, медь, серебро, золото, платиновые и другие металлы. В дальнейшем необходимо расширить экспериментальные исследования в этом направлении с целью поиска оптимальных режимов, обеспечивающих максимальную концентрацию в железной лигатуре редких элементов.

Кроме прямой высокотемпературной переработки, карбонатитовые породы могут быть использованы в качестве кальцевой основы цементных сырьевых смесей. Это особенно актуально для глубоко эродированных районов, где вскрыты древние кристаллические щиты. В их пределах известняки и глины — традиционные виды цементного

сырья — распространены ограниченно, что сдерживает развитие в таких регионах цементной промышленности. В настоящее время их потребности в цементной продукции удовлетворяются путем перевозки ее на многие сотни и тысячи километров, что приводит к большому удорожанию строительных материалов. Проведенные исследования позволили выявить возможность получения цемента на основе карбонатитов и пегматитового или гранитного сырья. Это открывает возможность производства строительных материалов вблизи объектов их потребления с одновременным получением редкометалльной товарной продукции. Создание новых рудно-редкометалльно-цементных предприятий могло бы способствовать экономическому освоению удаленных районов страны.

В заключение следует остановиться на рассмотрении экологических вопросов и экономической эффективности комплексного использования бедных руд и отвальных хвостов эксплуатируемых месторождений с применением рудно-редкометалльно-цементной технологии, разработанной в опытно-промышленных условиях.

Рекомендуемые усовершенствованные цементно-обжиговые способы технологического передела минерального сырья пригодны для комплексного освоения месторождений, не содержащих радиоактивных элементов. Токсичный элемент бериллий, встречающийся в месторождениях литофильных редких элементов, в обжиговом процессе переходит в цементный клинкер, способствуя повышению его качества, вследствие чего не представляет опасности для экологии окружающей среды.

Сульфидные руды цветных металлов также содержат ряд токсичных элементов, среди которых главную опасность для окружающей среды представляют сера и мышьяк. В связи с

этим переработку подобного сырья необходимо осуществлять на обжиговых агрегатах, оснащенных многоступенчатыми улавливающими устройствами нового поколения, обеспечивающими полное, пыле-газоулавливание. Засоренность горных отводов отвальными хвостами, содержащими токсичные элементы, резко ухудшает экологическое состояние окружающей среды. Поэтому все компоненты минерального сырья необходимо извлекать не только по экономическим, но и по экологическим причинам.

На примере изучения бедных руд и отвальных хвостов редкометалльных пегматитовых месторождений различных регионов СССР, полевошпато-флогопитовых хвостов изумрудоносных месторождений, отвальных хвостов месторождений редкометалльных гранитов, а также отвальных хвостов медно-порфировых, медноколчеданных, вольфрам-молибденовых, скарновых месторождений разработана методика прогнозного анализа экономической эффективности комплексного использования сырья с применением рудно-редкометалльно - цементно-обжиговой технологии его переработки. Прогнозными расчетами учитывается более 20 технико-экономических показателей. В результате установлено, что стоимость ожидаемой товарной продукции, которую можно получить при переработке различных видов минерального сырья, превысит затраты на его добычу и технологический передел в 1,5—2,5 раза (в зависимости от качественного состава и количественных соотношений полезных компонентов в перерабатываемом сырье). Комплексование традиционных технологий переработки минерального сырья месторождений различных генетических типов с цементно-обжиговыми процессами передела бедных руд и отвальных хвостов будет способствовать расширению сырьевой базы рудных и нерудных полезных ископаемых, а также позволит улучшить состояние окружающей среды.

Таким образом, перспективными для комплексного освоения с применением усовершенствованной цементно-обжиговой технологии являются эндогенные месторождения легколетучих литофильных редких элементов, содержащие литий, рубидий, цезий. К их числу относятся некондиционные руды

редкометалльных пегматитовых месторождений, отвальные хвосты изумрудных копей, отвальные хвосты пегматитовых месторождений с пьезометрическим кристаллосырьем, месторождения литионит-амазонит-альбитовых гранитов, литий-фтористые кератофиры (онгониты), биотитовые грейзены с топазом, содержащие касситерит и редкие щелочные металлы (цвиттеры), отвальные хвосты берилл-флюоритовых метасоматитов и многие другие виды минерального сырья.

Перспективными для извлечения халькофильных редких элементов одновременным получением портланд-цементного клинкера являются бедные руды и отвальные хвосты молибденово-медных, медноколчеданных, свинцово-цинковых и вольфрам-молибденовых месторождений. Заслуживают внимания также касситерит-сульфидные, касситерит-силикатные, медно-висмутовые и другие типы месторождений, пространственно ассоциирующие с карбонатными породами.

Для комплексной переработки труднообогатимых механическими способами руд месторождений литофильных редких элементов в связи с верхнемантийным базальтовым, а также глубокомантийным щелочным и щелочно-карбонатным магматизмом могут быть использованы способы электродуговой плавки сырья, позволяющие переводить ниобий, тантал, лантаноиды и радиоактивные элементы в железную лигатуру с одновременным получением плавленного портланд-цементного клинкера. Концентрация радиоактивных элементов в железной лигатуре может предотвратить заражение цемента, а также окружающей среды в ходе процесса. Дальнейшая переработка железной лигатуры может осуществляться различными способами, применяемыми в металлургической промышленности. Однако следует отметить, что это технологическое направление комплексной переработки труднообогатимого минерального сырья находится в начальной стадии разработки. Есть основания считать, что дальнейшие исследования в этом направлении позволят обеспечить высокую экологическую и экономическую эффективность комплексной переработки минерального сырья, содержащего ниобий, тантал, лантаноиды и другие труднолетучие редкие элементы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Калита А. П., Челищев Н. А., Куликов Ф. С. Попутное извлечение редких элементов из различных видов минерального сырья при их переработке в цементной промышленности//Комплексное использование минерального сырья. 1978. № 6. С. 38—41.
2. Мартынов Н. Н., Калита А. П., Куликов Ф. С. Некоторые аспекты получения солевых концентратов из редкометалльных пегматитов и гранитов Сибири//Минеральное сырье редких щелочных металлов и проблемы его обогащения. ИМГРЭ. М., 1979. С. 3—8.
3. Перспективы рационального использования бедного сырья редких щелочных металлов/А. П. Калита, Е. Д. Калита, В. А. Масленников и др.//VII Всесоюзная конференция по химии и технологии редких щелочных элементов. Апатиты, 1988. С. 3—4.

Принята редколлегией 28 мая 1990 г.

УДК 553.643 : 068(477)

© Ю. Н. Брагин, 1991

Новый тип фосфоритов в глауконитовых формациях Восточно-Европейской платформы

Ю. Н. БРАГИН (ИМР)

Поисковые работы на фосфориты в нашей стране в настоящее время ориентированы в значительной мере на новые районы и виды фосфатного сырья, что обусловлено геологическими, экономическими, экологическими и другими факторами. Для разработки научной концепции поисков можно использовать материалы по новому морфогенетическому типу фосфоритов, недавно обнаруженных в южной и западной частях Восточно-Европейской платформы в составе глауконитовых формаций верхнего мела [2, 3, 11].

Отличительными признаками рассматриваемых фосфоритов являются малые размеры слагающих их фосфатных частиц (в среднем 0,25 мм) и относительно невысокие концентрации в руде последних (в среднем 15—25 %), что затрудняет визуальную идентификацию продуктивных отложений. Целенаправленные исследования свидетельствуют, что несмотря на наличие специфических особенностей локализации и вещественного состава в отдельно взятом районе, в целом фосфатные образования относятся к единому морфогенетическому типу зернистых фосфоритов гумидной зоны литогенеза. Таким образом, в настоящей статье термин «зернистые фосфориты» имеет несколько иное значение, чем употребляемое понятие геолого-промышленного типа фосфатного сырья.

Распространение и вещественный состав фосфоритов. В южной и западной частях Восточно-Европейской платформы выделяются два главных уровня фосфоритонакопления — сеноманский, с которым связаны проявления фосфо-

ритов в Приднестровье, Побужье, Волыни, и кампанский, к которому приурочены Осыковское месторождение в южном Донбассе, Милушкинская, Унечская перспективные площади в Десянском районе (рис. 1). В целом они могут быть объединены в Восточно-Европейский фосфоритоносный бассейн.

В районах Западной Украины фосфориты присутствуют среди глауконит-кварцевых и глауконит-кварц-карбонатных песков и песчаников раннесеноманского возраста, залегающих с крупным стратиграфическим перерывом на подстилающих породах венда, докембрия. Фосфатоносные пески окаймляют Украинский кристаллический щит с запада и юго-запада, образуя полосу шириной до 15 км. Порода с повышенной фосфатоносностью распространены на площади около 1,5 тыс. км².

Продуктивные отложения мощностью 6—10 м занимают верхнюю часть разреза нижнего сеномана, зачастую отделяясь от нижележащей безрудной песчано-гезовой толщи прослоем кварцевого гравелита [4]. Постепенно они переходят в перекрывающие известняки верхнего сеномана, также содержащие зерна фосфоритов. На фоне довольно распространенных латеральных концентраций пентоксида фосфора (1,5—3 %) выделяются участки с пластами фосфоритов, содержащими 5,7—8,1 % P_2O_5 на мощность 2,5—4,1 м. Вскрышные породы здесь имеют мощность 10—20 м. Фосфатоносные породы сеномана прослеживаются и в глубь Львовско-Волынской мульды, пе-

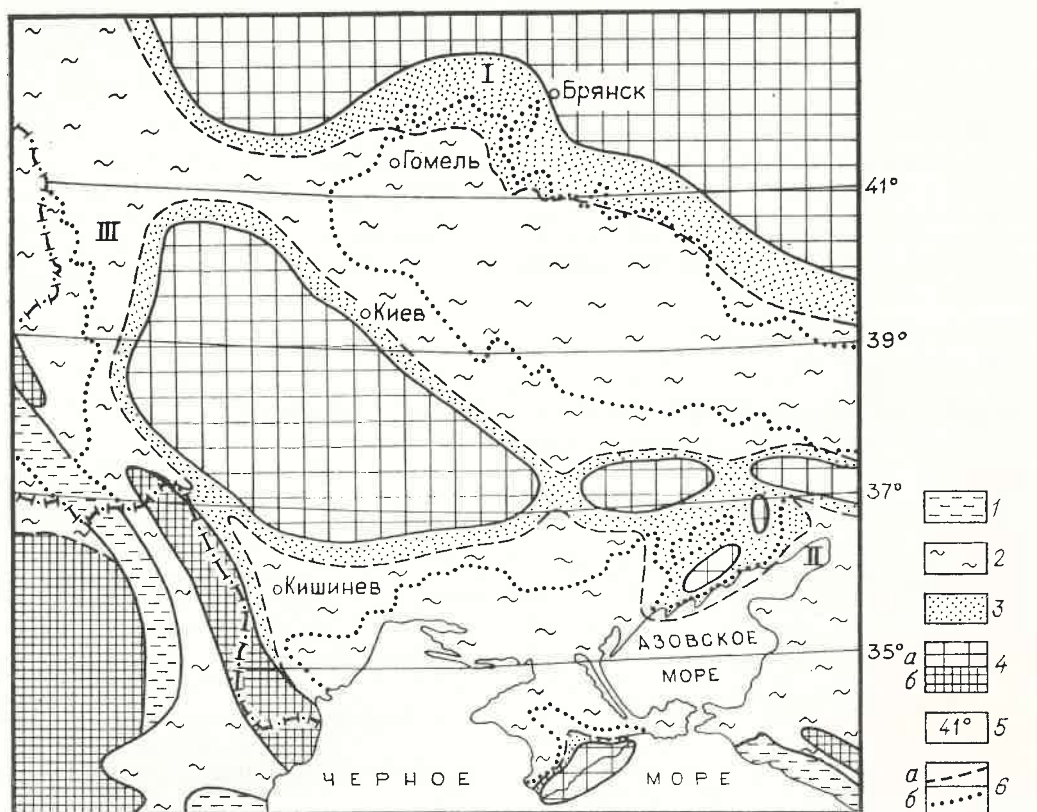


Рис. 1. Литолого-палеогеографическая схема юго-запада Восточно-Европейской платформы (кампанское время фосфоритонакопления):

фосфоритоносные районы: I — Придеснянский, II — Южно-Донбасский, III — Ровенский; литолого-фациальные типы осадков: 1 — морской батинальной области (терригенный, карбонатно-терригенный флиш),

2 — относительно глубокой части шельфа (известняки, мел, мергель), 3 — островных и континентальных отмелей (фосфатоносные глауконит-кварцевые пески, песчаные глауконитсодержащие мергели); 4 — суша: а — холмисто-равнинная, б — горная, 5 — палеошироты по данным геодинамических реконструкций, 6 — границы: а — литолого-фациальных зон, б — современных отложений

переходя в кварц-глауконитовые мергели местами с довольно высоким содержанием P_2O_5 , достигающим 14 %.

В Южном Донбассе зернистые фосфориты приурочены к глауконит-кварцевым пескам и глауконит-кварцевым мергелям кампана, залегающим также с крупным перерывом на породах карбона и докембрия. Продуктивные отложения занимают краевую часть Еланчикской впадины шириной до 5 км общей площадью около 100 км². Фосфатоносен весь разрез кампана, мощность которого на борту впадины резко редуцирована и составляет 20—25 м. Однако повышенные концентрации фосфоритов тяготеют к его основанию, где прослеживаются пласты мощностью 2,5—13,4 м с содержанием 4—13,7 % P_2O_5 . Непосредственно на Осыковском месторождении, занимающем площадь 7 км², фосфоритовый пласт имеет среднюю мощность 5 м при 5,8 % P_2O_5 . Участок первоочередной отработки характеризуется мини-

мальным значением мощности вскрыши (15 м). По мере перехода к центральной части Еланчикской впадины литологический тип продуктивных отложений и характер фосфатоносности постепенно изменяются. Фосфатоносные пески замещаются глауконитсодержащими мергелями. На смену зернистым фосфоритам приходят желваковые и гравийно-галечные. Количество фосфатных образований уменьшается до некондиционных.

В Деснянском районе зернистые фосфориты приурочены к глауконитсодержащим кварцевым и глауконит-кальцит-кварцевым пескам нижнего кампана, залегающим в толще меломергельных пород сантон—кампана. Продуктивные отложения мощностью 12—21 м распространены в пределах западной части Воронежской антеклизы, образуя полосу шириной до 50 км общей площадью свыше 3,5 тыс. км². При переходе в Днепровско-Донецкую впадину они замещаются слабофосфа-

тоносными мергелями. Фосфориты приурочены к верхней части разреза нижнего кампана, слагаая слои мощностью 1,9—8 м с содержанием 4—14 % P_2O_5 . Руды Деснянского района в настоящее время относятся к числу наиболее богатых в описываемом морфогенетическом типе. Они отличаются высоким содержанием акцессорных минералов (ильменита, лейкоксена, рутила, циркона и др.) и могут рассматриваться как комплексные. С учетом относительно небольшой мощности вскрышных пород (8—15 м) данный район представляется перспективным для выявления крупных месторождений фосфоритов.

Минералого-петрографические и технологические особенности зернистых фосфоритов Восточно-Европейской платформы изучены в неординарной степени. Наиболее полно они описаны на Осыковском месторождении в южном Донбассе, начаты комплексные исследования в Деснянском районе, на Волини. Нетрадиционность сырья, несоответствие его существующим геолого-промышленным классификациям заставляют разрабатывать новую методику определения необходимых браковочных показателей качества.

Установлено, что при содержании в руде 4 % P_2O_5 из нее можно получить по довольно простой технологии концентрат с 19—20 % P_2O_5 с повышенным (30—45 %) содержанием фосфора, растворимого в лимонной кислоте, характеризующийся экономическими показателями, позволяющими эффективно использовать руды для получения фосмуки. Этот показатель качества и положен нами в основу выделения рудных скоплений, т. е. фосфоритов.

Выявлено три основных разновидности фосфатных руд (фосфатоносных песков и мергелей): кварцевая, глауконит-кварцевая, глауконит-кварц-карбонатная. Во всех них фосфатный материал не является доминирующим, но вместе с глауконитом, кварцем и кальцитом относится к числу главных рудных компонентов (табл. 1). Его содержание в рудах коррелируется с таким рядом месторождений желваковых и ракушняковых фосфоритов Восточно-Европейской платформы. Усредненный баланс распределения P_2O_5 (%) в рудах по группам классов крупности представлен макрожелваками (>2,5 мм) —

2,9—12,7, зернистым материалом (2,5—0,04 мм) — 60,8—93,4, дисперсным материалом цемента (<0,04 мм) — 2,9—26,5.

Как видно из приведенного, основная масса пентоксида фосфора заключена в зернистом материале, имеющем среднюю размерность 0,25 мм. По данным дифрактометрии, ИК-спектроскопии, ЭПР большинство зернистых фосфатных компонентов сложено в основном франколитом, в различной степени гидратированным и содержащим переменное количество элементов-примесей (Fe^{+3} , Fe^{+2} , Al^{+3} и др.), а также дисперсную примесь органики. Это же подтверждается результатами химических анализов монофракций фосфатных компонентов (табл. 2). Нами совместно с Л. В. Чайкиной выделено пять основных фосфатных компонентов в составе зернистых фосфоритов рассматриваемого региона (табл. 3).

Зерна, микрожелваки. Представляют собой изометричные выделения фосфата различной гаммы цветов (темно-серого, серого, коричнево-бурого, белого с перламутровым оттенком и др.). Зачастую имеют блестящую, глянцевую поверхность за счет тонкой пленки фосфата вторичного нарастания, реже сахаровидный облик с матовой поверхностью. Зерна с характерным бугорчатым обликом относятся к микрожелвакам (рис. 2), их размеры варьируют в широких пределах (0,005—3 мм), они доминируют в рудах большинства проявлений.

Копролиты. Вытянутые трубчатые тела, преимущественно серого и коричнево-бурого цветов с шероховатой поверхностью. В наиболее крупных формах, достигающих 1,5 мм, заметна комковатая структура. Присутствуя постоянно во всех разновидностях фосфорных руд, лишь изредка образуют заметные скопления.

Оолиты. Тела округлой или овальной формы светло-серого и желтовато-белого цветов. Отличаются довольно крупными размерами, в среднем 0,5—1 мм, и зональным строением (рис. 3). Выявлено две разновидности оолитов: с фосфатным и терригенным ядром. В качестве последнего выступают кварц, глауконит, акцессорные минералы. Толщина фосфатных оболочек при этом варьирует в пределах 0,005—0,35 мм. Широко развиты в рудах, обычно в небольших количествах.

44 1. Минеральный состав зернистых фосфоритов, %

Месторождение, провинция	Разнообразие руд	Фосфат	Глаукоцит	Кварц	Кальцит	Сидерит	Доломит	Цемент (пламы 0,04 мм)	Содержание в руде P_2O_5 , %
Восточно-Европейский бассейн									
Осыковское	Глаукоцит-кварцевая	15,3—27,2	15,8—26,8	20,9—35,2	0—7,5	0—14	—	5—30	4,8—13,7
	Глаукоцит-кварц-карбонатная	18,7—25,8	2,4—24,1	1,2—25	8,2—35	0—2,7	—	20—35	4,1—9,6
Унечское	Кварцевая	41,2	1,2	48,0	Ед. зн.	—	—	3,4	14
Милушинское	"	33,8	1,3	54,6	Ед. зн.	—	—	4,0	9,5
Ровенское	Глаукоцит-кварц-карбонатная	14,5	7,0	32,5	36,5	—	—	37,5	4,8
Кызылкумский бассейн									
Джерой-Сардаринское, Каракага	Кварц-глинисто-карбонатная	40—65	—	0—15	0—55	—	—	5—40	17,1—23,8
Африкано-Аравийская провинция									
Кнейфис, Эль-Хаса, Орон, Абу-Таргур, Юссуфия	Кремнисто-глинисто-карбонатная	50—72	0—1	1—30	0,5—30	—	0,2—30	10—45	25,6—35

2. Химический состав зернистых компонентов фосфоритов, %

Месторождения, провинция	Компоненты	P ₂ O ₅	CO ₂	CaO	MgO	F	SO ₃	Неастиори- мый остаток
Восточно-Европейский бассейн								
Осыковское	Зерна, микрожслваки	32,87—34,56	2,86—3,07	51,51—52	0,18—0,22	3,5	0,29—0,77	0—2,45
	Контролиты	28,23	5,23	45,85	0,27	3,10	0,32	4,75
	Оолиты	34,17	2,74	50,87	0,17	3,64	0,43	1,28
	Костный детрит	31,80—36,84	0—4,21	47,59—52,03	0,24—0,30	3,14—3,24	0,84	0
	Зерна, микрожелваки	31,6	7,33	48,69	0,28	4,32	0,36	0,71
Милушкинское	Биоморфозы	25	9,8	44,2	0,3	3,8	1,1	Не опр.
Кызылкумский бассейн								
Джерой-Сардаринское	Биоморфозы, оолиты, костный детрит	30,8—32,9	4,83—5,86	49,65—51	0,4—0,7	3,04—3,2	1,87—2,48	0,76—2,05
Африкано-Аравийская провинция								
Кисйфис, Эль-Хаса, Орон Абу-Тартур, Юссуфия	Зерна, оолиты	34,4—35,5	3,30—4,06	49,46—52,6	0,01—0,7	3,10—4,19	1,37—2,32	Не опр.

46 3. Соотношение фосфатных компонентов в зернистых фосфоритах, %

Месторождение, проявление	Разновидность руд	Макрофосфаты	Зерна, микро- желваки	Копролиты	Оолиты	Костный трип	Био-орфозы	Общее количество
Восточно-Европейский бассейн								
Осыковское	Глауконит-кварцевая	0—11,4	7,5—20,9	0,1—2,1	0—0,8	0—7,3	—	11,7—27,2
	Глауконит-кварц-карбонатная	0—9,6	7,3—23,8	0—3	0—0,6	0—6,1	—	10,1—25,8
Унечское	Кварцевая	3,2	34,5	0,1	1,2	2,2	—	41,2
Милушкинское	Кварцевая	1,3	28,8	0,2	1,5	2,0	—	33,8
Ровенское	Глауконит-кварц-карбонатная	5,0	—	0,1	ед. зн.	0,6	8,8	14,5
Кызылкумский бассейн								
Джерей-Сардаринское, Караката	Кварц-глинисто-карбонатная	1—5	1—5	1—7	5—30	5—15	30—70	35—95
Африкано-Аравийская провинция								
Кнейрис, Эль-Хаса, Орон, Абу-Тартур, Юсуфия	Кремнисто-глинисто-карбонатная	0—5	30—70	0—5	20—40	5—25	0—5	50—90

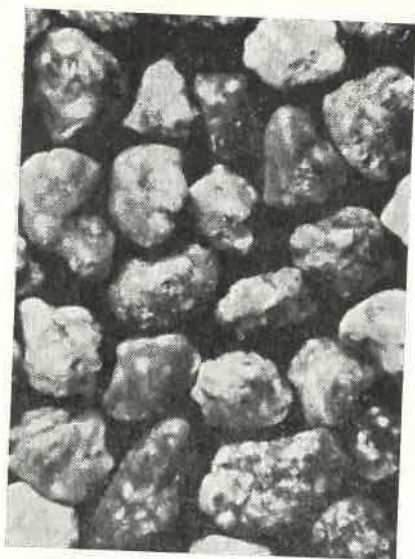


Рис. 2. Микрожелваки в фосфоритах Милушкинского проявления, ув. 100

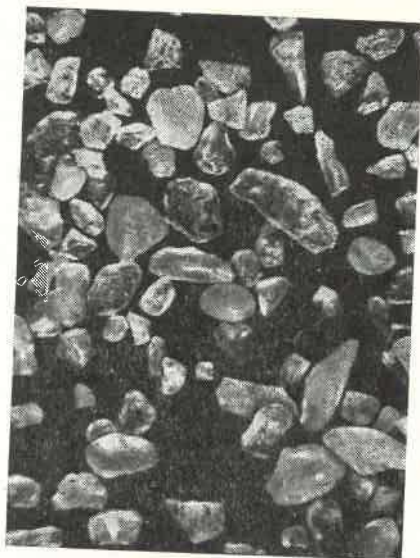


Рис. 4. Костный детрит из фосфоритов Осыковского месторождения, ув. 100

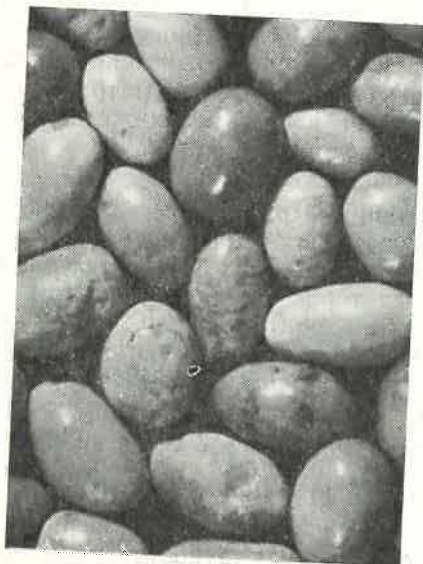


Рис. 3. Оолиты из фосфоритов Милушкинского проявления, ув. 100

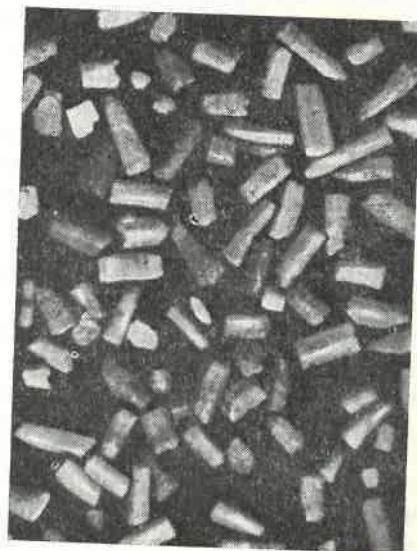


Рис. 5. Фрагменты раковин иноцерамов из фосфоритов Ровенского проявления, ув. 100

Костный детрит. Представлен фосфатизованными остатками скелетов рыб, неопределимых фрагментами створок бентосной фауны. Цвет бурый, медово-желтый, розовый, белый. Прозрачные и полупрозрачные. Наряду с неправильной формой часты хорошей сохранности зубы, ребра, чешуя (рис. 4). Обычно содержатся в рудах в небольших количествах, лишь иногда образуя значительные концентрации (см. табл. 3).

Биоморфозы замещения фрагментов раковин иноцерамов. Это фосфатизо-

ванные призмы внутреннего слоя раковин, представленные шестиугольными вытянутыми столбиками светло-коричневого цвета (рис. 5). Они являются довольно распространенным компонентом фосфатных руд северо-западных районов Украины. Отличаются минимальным содержанием пентоксида фосфора среди остальных фосфатных компонентов (см. табл. 2). Кроме перечисленных морфокомпонентов в рудах присутствуют макрожелваки, фосфатный гравий и галька, псевдоморфозы по раковинам пелеципод, гастро-

под, белемнитов, губкам и другим органическим остаткам. Их содержание находится обычно на уровне первых процентов. Средний размер 5—10 мм. В желваках и гравийно-галечном материале присутствуют зерна кварца, глауконита, карбонатов, которые снижают содержание в них пентоксида фосфора до 14—19 %. В шламовой части руд наблюдается агрегатное фосфатное вещество (0,6—7,5 % P_2O_5). Зачастую это фосфатные зерна размером 0,005—0,01 мм.

Концепция фосфоритонакопления на северном шельфе Мезотетиса. С южным шельфом Мезотетиса связана крупнейшая на земном шаре Африкано-Аравийская фосфоритоносная провинция. Ее характерные черты раскрыты в ряде работ [7, 8 и др.]. Можно лишь подчеркнуть, что аридный ряд кремнисто - терригенно - карбонатных фосфоритоносных формаций Северной Африки, Северной Аравии и Южной Турции в значительной мере обусловлен близэкваториальным (10° с. ш.) расположением областей их накопления, как это следует из палеогеодинамических реконструкций позднего мела [12]. Северный шельф Мезотетиса, охватывающий южный и западный склоны Восточно-Европейской платформы, согласно указанным реконструкциям находился в это время в умеренных палеониротах ($36—41^\circ$ с. ш.), следствием чего явилась смена литогенетического типа фосфоритоносных формаций северного шельфа на гумидный. Эта закономерность подмечена еще Н. С. Шатским (1965), усматривавшим в формационных особенностях основную причину различия морфогенетических типов фосфоритов (зернистых и желваковых) указанных шельфов палеоокеана.

Зернистые фосфориты распространены на обоих шельфах Мезотетиса и имеют ряд сходных черт. Прежде всего это относится к зернистой части фосфоритов, сложенной практически одним и тем же набором фосфатных компонентов (зерна, оолиты, копролиты, органогенный детрит и др.), имеющим почти мономинеральный франколитовый состав и, как следствие этого, высокие (до 35—36 %) содержания фосфорного ангидрита. Весьма близки средние размеры фосфатных компонентов (0,1—0,5 мм), свидетельствующие о сходных режимах фосфоритообразо-

вания на всех стадиях литогенеза.

Несомненны и принципиальные отличия, которые не позволяют объединять фосфориты указанных территорий в единый морфогенетический тип. В рудах Африкано-Аравийской провинции и Восточно-Европейского фосфоритоносного бассейна количество фосфатного зернистого материала составляет соответственно 50—90 % и 15—40 % (см. табл. 3). Концентрация его в продуктивных отложениях более изменчива во втором из них, характеризующимся также меньшими масштабами рудных скоплений и более низкими содержаниями пентоксида фосфора в рудах. В то же время по другим показателям качества фосфориты Восточно-Европейского бассейна превосходят известные зернистые фосфориты. Содержание в них фосфора, растворимого в слабой лимонной кислоте, находится на уровне 30—45 % по сравнению с 13—16 % в Африкано-Аравийских и 20 % в среднеазиатских рудах. Радиоактивность рассматриваемых фосфоритов в 5—6 раз ниже африкано-аравийских и в 1,5—2 раза ниже среднеазиатских.

Указанные различия обусловлены совокупностью палеогеографических, палеоклиматических и палеотектонических факторов, детальный разбор которых не входит в задачу данной статьи. Следует лишь отметить, что зернистые фосфориты эоцена Средней Азии ближе таковым Африкано-Аравийской провинции, будучи приурочены, очевидно, также к южному шельфу Тетиса [1].

Проблема накопления зернистых фосфоритов в глауконитсодержащих отложениях северного шельфа Мезотетиса с позиций современных представлений о фосфатогенезе только недавно привлекла внимание исследователей [2, 9]. Анализ распространения меловых пород с зернистыми фосфатами показал, что ширина этого шельфа между крайними пунктами их проявлений на Воронежской антеклизе и Мизийской плите достигала в отдельные моменты развития 1000 км. Эпиконтинентальный характер обстановки осадконакопления позволяет выдвигать важный вопрос о возможных источниках рудного вещества, путях его поступления в области фосфоритообразования.

Палеогеографические построения показывают, что в позднем мелу юго-западная часть Восточно-Европейской платформы была занята мелким морем, простиравшимся до южной окраины Мизийской плиты (см. рис. 1). Акватория была осложнена системой островов, самым крупным из которых являлся Украинский щит. Вблизи этих островов, а также материковой суши (Русской плиты) отлагались глауколитсодержащие пески и мергели, содержащие зернистые фосфориты. По данным изотопного анализа кислорода из ростров белемнитов температура придонных вод на приостровных отмелях достигала 14—20 °C [10]. Такой прогрев вод являлся необходимым фактором образования фосфатных оолитов, широко развитых в фосфоритах.

Эпиконтинентальное море на юге ограничивалось батимальной зоной палеоокеана Тетис, представленной в краевой части системой трогов (Карпатским, Эминским и др.). Эти трогги выполнены карбонатно-терригенным флишем. Параллельно им располагалась система трогов с мощным тефрофлишем (Среднеболгарский, Западно-Кавказский), свидетельствующим об интенсивной вулканической деятельности в непосредственной близости от южного края шельфа [7]. Вулканизм сопровождался поставкой значительных масс фосфора в водную среду и, очевидно, являлся одним из существенных его источников в этой части палеоокеана.

Приоритет океанического фосфора в образовании зернистых фосфоритов юга Восточно-Европейской платформы доказывается расчетами его баланса, произведенными по одной из наиболее изученных фосфатопосных структур региона — Еланчикской впадине в южном Донбассе. По нашим оценкам в течение позднего мела в нее поступило около 400 км³ терригенного материала. В составе последнего примерно в равной мере участвуют осадочные образования карбона, магматические и метаморфические породы докембрия, слагающие области денудации. Исходя из среднего содержания в осадочных породах водосборов 0,09 % P_2O_5 , изверженных и метаморфических породах 0,13 % P_2O_5 , выноса в процессе формирования мезозойской коры выветривания до 85 % от его первичного

содержания общая масса поступившего P_2O_5 в растворах и твердом стоке во впадину должна составить $1,2 \cdot 10^8$ т. Подсчеты показывают, что фактическое его количество находится на уровне $4,5 \cdot 10^8$ т. Таким образом, только около 30 % накопленного в морских отложениях впадины фосфорного ангидрита может быть связано с континентом. Вся остальная часть характеризует автохтонный потенциал бассейна седиментации.

Механизм транспортировки океанического фосфора в отдаленные области северного шельфа лучше всего иллюстрируется данными о миграции некоторых форм планктона. В нижнесеноманских отложениях Причерноморья, Волыни и Белоруссии установлена *Thalmanniella appenninica* (Renz) — руководящая форма одноименной зоны Крыма и Средиземноморья [4]. Такой ареал развития данного вида свидетельствует о мощных приповерхностных течениях северо-западного направления, способных перемещать водные массы на большие расстояния и обусловленных, очевидно, ветровой деятельностью. Важно подчеркнуть способность этих течений проникать далеко в глубь континента, несмотря на мелководный характер морского бассейна. Отгон поверхностных водных масс способствовал подъему глубинных вод в прибрежной зоне, т. е. представлял основной фактор такого явления, как апвеллинг. Именно с последним связано поступление фосфора в области седиментации. Говоря об особенностях фосфоритонакопления на северном шельфе Мезотетиса следует подчеркнуть, что основным типом фосфаторедуцирующего планктона здесь являлись фораминиферы, в то время как на южном шельфе были диатомеи и динофлагеллаты [8]. Этот факт отражает различие в климатических обстановках осадконакопления и в то же время указывает на универсальность процессов фосфоритогенеза.

В настоящее время выявлено два типа палеогеографических обстановок, благоприятных для накопления зернистых фосфоритов среди глауколитсодержащих осадков: приостровные и окраинноконтинентальные отмели. Первые распространены по всей акватории эпиконтинентального моря, характеризуются повышенными концентрациями глауконита, зачастую дости-

гающими 40—60 % на массу осадка, широким развитием макробентоса. Вторые тяготеют к выступам континента, окаймленным осадками речных выносов преимущественно кварцевого состава с редким макробентосом. В обоих случаях четко устанавливаются две генерации фосфатных образований: синхронные с основной массой осадка и наложенные на глауконит-кварцевый субстрат. Взаимоотношение этих генераций фосфатов во времени и пространстве только изучается.

Рассматриваемый морфогенетический тип фосфоритов характерен для верхнемеловых образований, протягивающихся вдоль юга Восточно-Европейской платформы почти на 1000 км. Однако, если принимать во внимание находки зернистых фосфоритов в глауконитсодержащих отложениях Парижского верхнемелового бассейна [3], в верхах нижнего мела на Туаркырском поднятии [5] и Придунайском районе Болгарии, становится очевидным их гораздо более широкое распространение. Следует ожидать развитие зернистых фосфоритов в составе глауконитовых формаций на значительной части северного шельфа Мезотетиса. Количество выявляемых при этом ресурсов фосфорного ангидрита на конкретных площадях может измеряться сотнями миллионов тонн. Учитывая интерес к изучению нового морфогенетического типа фосфоритов не только со стороны геологических организаций Союза, но и ряда европейских стран, целесообразно привлечение для реализации данной проблемы международных организаций ЮНЕСКО и Карпато-Балканской геологической ассоциации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бойко В. С., Журавлев Ю. П., Юлдашев А. З. Вещественный состав эоценовых

зернистых фосфоритов Средней Азии//Геология, методы поисков и разведки месторождений неметаллических полезных ископаемых. М., 1986. С. 36—42.

2. Брагин Ю. Н. Новые данные о фосфатности кампанских отложений южной окраины Донбасса//Докл. АН СССР. 1985. Т. 284. № 6. С. 1446—1448.
3. Брагин Ю. Н. Фосфатность верхнемеловых отложений бореальной зоны Мезотетиса//Тр. XIV конгресса Карпато-Балканской геологической ассоциации. София, 1989. С. 804—807.
4. Гилькман А. И., Савенко Н. Г., Калинин Г. П. Цикличность сеноманских отложений северо-западного Причерноморья как основа их детального расчленения//Докл. АН УССР. Сер. Б. 1987. № 12. С. 13—17.
5. Зернистые фосфориты Туркыра и особенности их вещественного состава/М. И. Карпова, Ю. Ф. Шмелькова, Е. Н. Шляпкина и др.//Геологические проблемы фосфоритонакопления. М., 1987. С. 69—78.
6. Начев И. К. Стратиграфия и седиментология фанерозоя в Болгарии//Путеводитель экскурсии XIV конгресса Карпато-Балканской геологической ассоциации. София, 1989. С. 80—92.
7. Покрышкин В. И., Сулиди-Кондратьев Е. Д. Основные особенности вещественного состава фосфоритовых руд Африкано-Аравийской фосфоритонесной провинции//Вещественный состав фосфоритов. Новосибирск, 1979. С. 152—157.
8. Покрышкин В. И. Зернистые фосфориты Аравийско-Африканской провинции//Геологические проблемы фосфоритонакопления. М., 1987. С. 46—53.
9. Сеньковский Ю. Н., Глушко В. В., Сеньковский А. Ю. Фосфориты запада Украины.— Киев: Наук. думка, 1989.
10. Схематические карты распределения палеотемператур в позднемеловых морях/Д. П. Найдин, Р. В. Тейс, Т. С. Берлин и др.//Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. М., 1968. Т. 3.
11. Фосфатные пески нижекампанского подъяруса — новый тип комплексных россыпей на Русской плите/Н. Н. Иконников, Я. Г. Лифиц, О. В. Осауленко и др.//Тез. докл. VIII совещания по геологии россыпей. Киев, 1987. С. 259—260.
12. Эволюция Тетиса/Л. П. Зоненшайн, К. Теркур, В. Г. Казьмин и др.//История океана Тетис. М., 1987. С. 194—215.

Принята редколлегией 26 февраля 1990 г.

СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

УДК 56:551.7

© Коллектив авторов, 1991

Биостратиграфические методы изучения сложных седиментационных и тектонических структур

Т. Н. КОРЕНЬ (ВСЕГЕИ), В. А. АРИСТОВ (ГИН АН СССР),
А. В. ДЖЕНЧУРАЕВА, В. Н. ЛЫТОЧКИН (ПО «Киргизгеология»)

Основная роль палеонтологического метода в практике, особенно в геоло-

гическом картировании — определение возраста и последовательности напла-

ствования осадочных толщ. Фундаментальность этой задачи определяет ведущее место палеонтологии и биостратиграфии в исследованиях любого масштаба, направленных на выявление исторических закономерностей разнообразных геологических процессов.

Составление Государственной геологической карты крупного масштаба обусловило более детальное и всестороннее изучение картируемого геологического тела. Главная цель стратиграфических исследований — определение вещественного состава, возрастного объема и пространственного распространения картируемых геологических тел. На современном этапе картирования, особенно при проведении геодинамических исследований выясняется еще ряд вопросов: в каких условиях данная толща осадков образовалась, залегает ли она *in situ* или латерально перемещена, как и когда она приобрела свойственное ей теперь строение, в какой степени нарушены (или сохранены) ее первичные пространственно-временные соотношения со смежными толщами.

Всесторонний анализ структурно-вещественных комплексов особенно актуален в регионах со сложным покровно-складчатым строением таких, как Южный Тянь-Шань. Здесь особое значение приобретает послойная фаунистическая характеристика последовательных разрезов конкретных фаций. Именно эта методика, а не «точечные сборы» фауны, позволяет получить качественный палеонтологический материал, пригодный для дальнейших палеогеографических, седиментологических и геодинамических интерпретаций и реконструкций.

В каждом регионе и в определенном стратиграфическом интервале набор фаунистических групп, имеющих первостепенное значение, устанавливается эмпирически. Наиболее результативны для решения различных практических задач ортостратиграфические группы фауны, широко распространенные на площади, относительно независимые от фаций и с высокими темпами эволюции. Как показывают многолетние геологосъемочные и тематические стратиграфические работы, а также современные комплексные исследования на Киргизском геодинамическом полигоне в Южном Тянь-Шане, основную роль при детальном расчленении и

корреляции нижнепалеозойских отложений играют граптолиты, ниже-среднепалеозойских — конодонты, верхнепалеозойских — фораминиферы. Они хорошо изучены в разных регионах мира. По ним для соответствующих систем разработаны биоэональные стандарты планетарного применения, созданы региональные и местные зональные схемы. Сравнение южнотяньшанских зональных последовательностей со стандартными дает возможность определять возраст отложений в пределах единиц общей шкалы, а также судить о полноте стратиграфического разреза или наличии перерывов. Эти и другие задачи решаются с помощью послойного описания опорных разрезов с непрерывной палеонтологической характеристикой. Впоследствии эти разрезы рассматриваются в качестве эталонов для возрастной интерпретации и изучения строения картируемых геологических тел на всей исследуемой площади.

Ниже на конкретных примерах показана возможность использования биостратиграфического и в первую очередь зонального метода в геологическом картировании и при геодинамических реконструкциях.

В регионах, отличающихся сложной, разнообразной складчатостью с наложением различных тектонических нарушений, возникают трудности при определении мощности картируемых толщ (свит, серий) и расшифровке их строения. При изучении литологически однородных отложений биостратиграфический метод является едва ли не единственным. При детальном расчленении разрезов, прослеживая закономерную сменяемость биостратиграфических зон, можно выявить изоклинальную складчатость, нормальное или опрокинутое залегание отложений, наличие лежащих складок и наволоков. Исследование районов с покровно-чешуйчатым строением при наличии срывов, согласных с напластованием, и при очень слабом проявлении процессов катаклаза и мионитизации с помощью визуального наблюдения невозможно. В таких геологических ситуациях только детальное палеонтологическое опробование помогает распознать скрытые тектонические нарушения, чешуи, пакеты чешуй при кажущемся моноклинальным залеганием толщ.

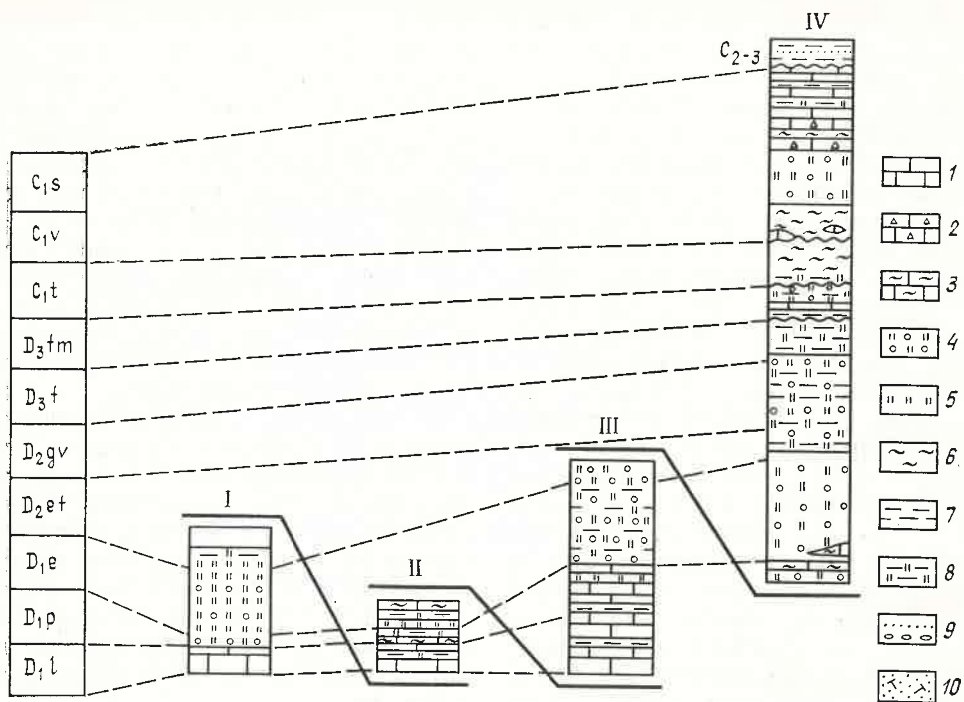


Рис. 1. Чешуйчатая структура разреза Кичик-Алай:

известняки: 1 — кристаллически-зернистые, 2 — обломочные, 3 — кремнистые; 4 — кремни радиоляриевые

и радиоляриты; 5 — кремни спонгиозные и спонголиты; 6 — фтаниты; 7 — глинистые сланцы, алевролиты; 8 — кремнистые алевролиты; 9 — конгломераты и песчаники; 10 — турбидиты; I—IV — тектонические чешуи

Так, на левом борту р. Кичик-Алай при кажущемся моноклинальном залегании пород наблюдается чередование пачек известняков и кремнистых пород. Ранее разрез считался непрерывным; в нем выделяли несколько свит. Детальное изучение конодонтов позволило обнаружить тектонические чешуи (рис. 1). Реконструированный разрез имеет двучленное строение: нижняя часть сложена карбонатными осадками (нижнедевонские известняки), верхняя — кремнистыми породами (тамашинская и биданинская свиты). Истинная мощность уменьшилась более чем в два раза.

Другим примером может служить чешуйчатое строение курсалинской свиты на левом берегу руч. Пешкаут (левобережье р. Шахмардан в ее среднем течении). Здесь обнажается внешне моноклинально залегающая толща неравномерно переслаивающихся битуминозных аргиллитов, сланцев, известковистых песчаников и известняков верхнего венлока-лудлова мощностью около 150 м [4]. При послойных сборах граптолитов в ней установлено восемь мелких чешуй различной мощности (от первых метров до 25 м), кон-

тактирование пакетов сланцев различного возраста, каждый из которых соответствует одной-двум граптолитовым зонам. При этом выявлено внутреннее строение отдельных чешуй (нормальное или опрокинутое залегание, мелкие складки).

Стратиграфические последовательности с непрерывным осадконакоплением наблюдаются относительно редко (Д. В. Наливкин, 1974). Распознавание перерывов, которые маркируются по резкой смене вещественного состава пород, базальным горизонтам или угловым несогласиям, не вызывает особых затруднений. В этих случаях на основании палеонтологического метода определяется их возрастной диапазон. Значительно сложнее улавливаются скрытые перерывы при параллельном залегании слоев в литологически однородных толщах. В данном случае изучаются фаунистические группы, по которым возможно детальное зональное расчленение.

В Южном Тянь-Шане скрытые стратиграфические перерывы в конденсированных кремнистых и относительно глубокоководных карбонатных разрезах часто фиксируются по конодонтам при

достаточно полном опробовании (рис. 2). Кремнистый разрез среднего палеозоя по урочищу Тамаша (северный склон Алайского хребта, левобережье Исфайрамсая) детально расчленен на конодонтовые зоны. По отсутствию ряда смежных зональных подразделений выделены три стратиграфических перерыва: в основании живета (выпадает более двух зон), внутри фамена (нет четырех зон), на границе девона и карбона (не сохранились две зоны). В карбонатном разрезе урочища Урмитан (левый борт долины р. Зеравшан) обнаружено пять скрытых перерывов. В основании эйфеля отсутствует зона *patulus*, в верхней части франа — девять зон или почти три яруса, внутри фамена, в нижней части турне и в основании визе — от одной до четырех зон.

Эффективным инструментом для выявления скрытых перерывов в карбонатных разрезах служат фораминиферы. Например, возраст карбонатных пород пыркафской (шахимарданской) свиты в устье р. Аксу по ее правому борту (В. И. Волгин и др., 1973) определялся по находкам визейских фораминифер в нижней и раннемосковских — в верхней части свиты. Детальное изучение фораминифер с отбором образцов через несколько сантиметров показало, что толща известняков, картируемая как единая и непрерывная, не является таковой. Обнаружен скрытый стратиграфический перерыв с выпадением двух ярусов — серпуховского и башкирского. Визуально он фиксируется по трехмиллиметровому пропластку ожелезненных пород, ниже которого известняки содержат фауну визе, выше — нижнемосковского подъяруса. Выявление скрытых стратиграфических перерывов в разрезе позволяет избежать ошибок при определении мощности толщ, способствует более правильной интерпретации седиментогенеза в различных зонах палеобассейнов.

Трудно переоценить значение биостратиграфического метода при расшифровке строения таких сложных образований, как микститовые комплексы, к которым относятся олистостромы и меланжи (терригенные и серпентинитовые). До последнего времени им не уделялось достаточного внимания. Однако, как показывают исследования на Киргизском геодинамическом поли-

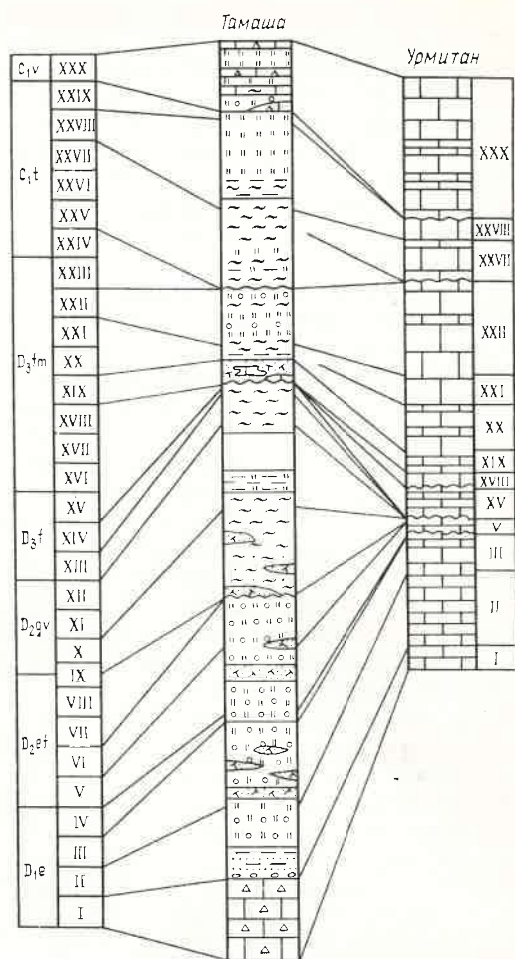


Рис. 2. Стратиграфические перерывы в разрезах Тамаша и Урмитан:

конодонтовые зоны: I — *gronbergi*, II — *inversus*, III — *serotinus*, IV — *patulus*, V — *partitus*, VI — *costatus*, VII — *australis*, VIII — *kockelianus*, IX — *ensensis*, X — *varcus*, XI — *cristatus*, XII — *disparilis*, XIII — *asymmetricus*, XIV — *A. triangularis*, XV — *gigas*, XVI — *triangularis*, XVII — *crepida*, XVIII — *rhomboides*, XIX — *marginifera*, XX — *trachytera*, XXI — *postera*, XXII — *expansa*, XXIII — *praesulcata*, XXIV — *sulcata*, XXV — *duplicata*, XXVI — *sandbergi*, XXVII — *crenulata*, XXVIII — *typicus*, XXIX — *anchoralis*, XXX — *texanus*; остальные усл. обозн. см. рис. 1

гоне, они весьма широко распространены в складчатых областях и несут важнейшую информацию о палеодинамических обстановках. Надежная стратиграфическая привязка ископаемых остатков и их биостратиграфическая интерпретация позволяют достаточно точно определять тип микстита. Среди них выделяются внешне сходные, но генетически различные образования — олистостромы (тектоногенно-осадочный структурно-вещественный комплекс) и терригенные меланжи (тектоногенный комплекс). В олистостромах матрикс моложе заключенных в нем глыб, в

меланжах глыбы могут быть моложе «цементирующего» материала.

В Туркестано-Алас выделены два стратиграфических интервала преобладающего развития олистостром: силурийский и средне-позднекаменноугольный. Первый обусловлен процессами растяжения, второй — сжатия и шарьирования. Силурийские олистостромы содержат глыбы археоциатовых и онколитовых известняков. В последних известны кембрийские трилобиты и ордовикские конодонты. Терригенный матрикс охарактеризован многочисленными граптолитами. Типичным примером каменноугольной олистостромы является развитая в верховьях руч. Дараут (приосевая часть Алайского хребта) флишево-молассовая толща со средне-позднекаменноугольными фузулинидами. В глыбах найдена разнообразная фауна — от раннекембрийской до среднекаменноугольной включительно.

Терригенные меланжи Туркестано-Алая, в различной степени тектонизированные, как правило, развиты по высокопластичным углисто-глинистым и глинистым граптолитовым сланцам силура, реже ордовика. В слабостектонизированных разностях часто отмечаются отпечатки граптолитов. Последние обычно линейно деформированы, их размеры по сравнению с экземплярами, не затронутыми деформацией, сильно изменены, что следует учитывать при палеонтологических определениях. Граптолитовые сланцы вмещают разновозрастные глыбы, среди которых обычно преобладают девонские и каменноугольные. Возраст самых молодых глыб служит маркером для установления времени образования меланжа. Для датировки терригенного меланжа необходим специфический нетрадиционный подход. Возраст глинистого матрикса не соответствует возрасту меланжа. Определяется не возраст пород, а время формирования этого тектоногенного комплекса.

На северном склоне Алайского хребта (междуречье Сох и Шахимардан) терригенный полимиктовый меланж сложен черными углеродистыми сланцами лландовери, глинистыми сланцами и песчаниками верхнего венлока — пржидоли, в различной степени тектонизированными. Возраст пород определяется по граптолитам. В состав отложений входят глыбы осадочных и

вулканогенных пород, офиолитов и серпентинитового меланжа, датированного по конодонтам, фораминиферам и другой фауне от девона до среднего карбона (по башкирский век включительно). Возраст данного терригенного меланжа как тектоногенного образования, несомненно, моложе башкирского, т. е. средне-позднекаменноугольный.

Значительные трудности возникают при определении времени формирования серпентинитовых меланжей. Фаунистическая характеристика глыб осадочных пород этого типа меланжа позволяет установить начало его образования. Верхний предел датируется возрастом отложений, перекрывающих или «запечатывающих» серпентинитовый меланж. Например, по различным фаунистическим остаткам в глыбах осадочных пород в серпентинитовом меланже вблизи пос. Кан (Ферганская долина) уточнено время его формирования. Возраст определяется по находкам в глыбах кремней и известняков франских и фаменских конодонтов, самых молодых в изученном комплексе фауны. Этот меланж структурно перекрывается офиолитокальцитовыми (известняково-серпентинитовыми) брекчиями, возникшими в процессе подводного выветривания (гальмиролиза). Последние содержат глыбы органогенных известняков с гониатитами, брахиоподами и конодонтами визейского и серпуховского ярусов. Следовательно, основное время формирования меланжа определяется турнейским веком. Физические свойства серпентинитов, находящихся в условиях сжатия, не позволяют, однако, утверждать, что процесс пластического течения серпентинитовых меланжей Южного Тянь-Шаня окончательно прекратился к настоящему времени.

Детальные палеонтологические и биостратиграфические исследования дают возможность с точностью до биозоны определять и прослеживать на площади возрастные уровни границ картируемых геологических образований (свит). Результаты стратиграфических и геологосъемочных работ в Южном Тянь-Шане показывают, что в складчатых областях свиты довольно часто имеют разновозрастные границы. Возрастное скольжение фиксируется в диапазоне от одной биостратиграфической зоны до 10—15 и равно по объему двум-трем ярусам.

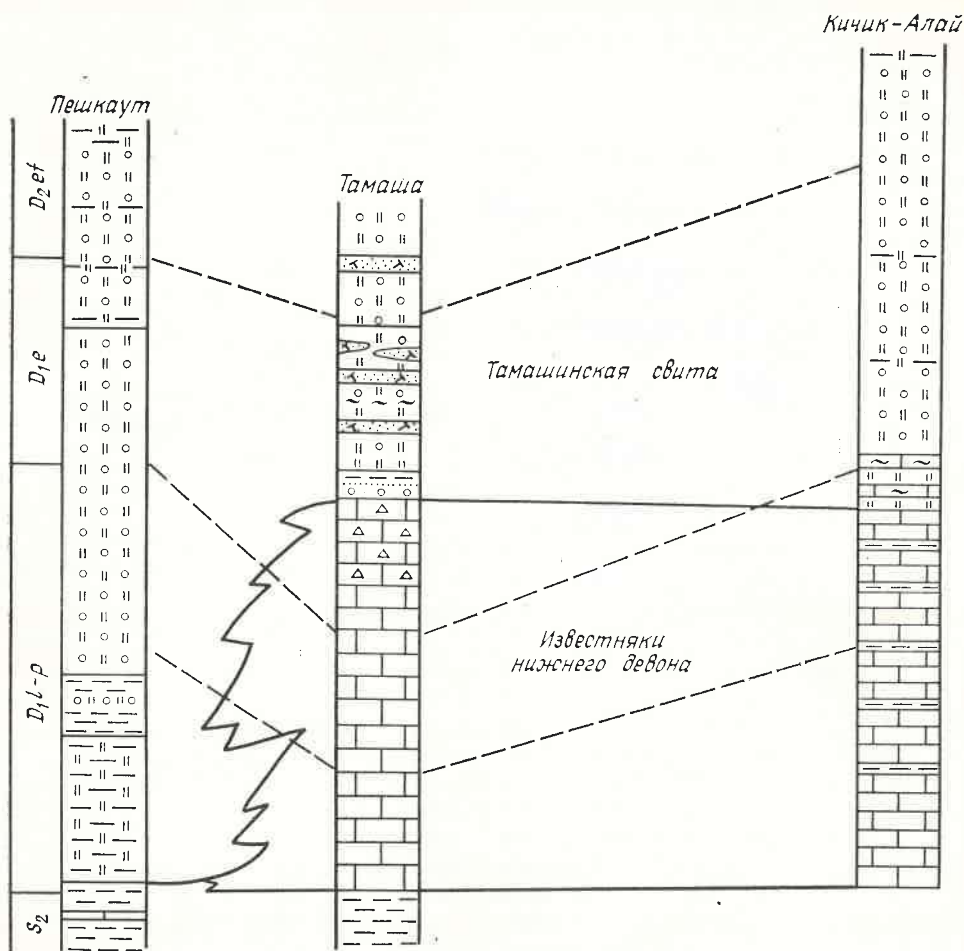


Рис. 3. Возрастное скольжение нижней границы тамашинской свиты:

усл. обозн. см. рис. 1

В Южной Фергане по конодонтам установлено возрастное скольжение нижней границы тамашинской свиты (рис. 3). На расстоянии 100 км уровень этой границы изменяется в очень широких пределах. На западе в районе сая Пешкаут данный уровень приблизительно совпадает с границей силура и девона [4]. Восточнее в разрезе по урочищу Тамаша он отмечается внутри эмского яруса, а в разрезе Кичик-Алай — в верхней части пражского. На южных склонах Алайского хребта по грантолитам, дакриоконаридам и конодонтам определяется возрастное скольжение нижней границы вулканогенно-кремнисто-терригенной дараутской свиты (возрастной аналог тамашинской свиты). На расстоянии 10 км прослеживается изменение возрастного уровня подошвы свиты в пределах от низов лохкова до низов эмса. С помощью фораминифер доказано колебание возрастного уровня

нижней границы газской свиты, широко развитой в Туркестано-Алае. Стратиграфический диапазон ее изменения соответствует одной биостратиграфической фораминиферовой зоне или охватывает еще и часть следующего подразделения (В. И. Волгин, 1973).

Достоверное определение скольжения границ свит во времени имеет важное значение для фациального анализа и восстановления палеогеографических обстановок осадконакопления в масштабе региона. На геологической карте необходимо специальным знаком отражать эти изменения в пределах картируемой площади.

В стратиграфической практике широко известны факты переотложения фауны, когда древние органические остатки оказываются захороненными в более молодых отложениях. Наиболее часто переотлагается микрофауна, например раковины фораминифер и, как установлено в последние годы, ко-

нодонты [1, 2, 3; О. И. Богуш, 1963]. Механизм этого процесса заключается в размыве литифицированного осадка и переотложения его в виде обломочных частиц, включающих и микрофаунистические остатки. Смещение конодонтов в кремнистых толщах иногда объясняется процессами растворения.

Распознавание смешанных комплексов фауны в одних и тех же слоях (раннекаменноугольные и раннепермские фораминиферы или эйфельские и раннетурнейские конодонты) представляют собой сложную биостратиграфическую задачу. Если переотложенные фораминиферы и конодонты фрагментарны и окатаны, то они относительно легко отличаются от органических остатков, захороненных *in situ*, именно по этим тафономическим признакам. Значительно сложнее распознаются переотложенные скелетные остатки хорошей сохранности, без признаков механического воздействия. Это особенно характерно для смешанных комплексов конодонтов в кремнистых толщах. В данной ситуации биостратиграфический анализ осуществляется на основе детально разработанных схем по фораминиферам и конодонтам, когда в опорных разрезах выявлены диапазоны распространения диагностических таксонов. Исключение переотложенных элементов фаунистических комплексов из анализа при возрастной датировке вмещающих толщ существенно детализирует стратиграфический диапазон картируемых геологических тел. Так, тщательное изучение смешанных комплексов фораминифер позволило уточнить стратиграфическую схему расчленения терригенных толщ карбона и нижней перми Восточного Алая [3].

Переотложению конодонтов в карбонатных и кремнистых отложениях посвящены специальные исследования [1, 2, 5]. Процесс переотложения конодонтов носил пульсационный характер и проявлялся на ограниченной площади либо в пределах всего региона. Локально распознаваемое на нескольких стратиграфических уровнях смещение разновозрастных конодонтов связывают с подводными оползнями или эрозийными размывами. По мнению В. А. Аристова и В. П. Чернышука, некоторые уровни переотложения конодонтов прослеживаются регионально и, по-видимому, отражают опреде-

ленные палеотектонические события. По ним определяется время проявления вертикальных движений, фиксируются начало и моменты активизации горизонтальных перемещений (шарьирование).

Для создания геологических карт нового поколения с учетом геодинамических аспектов требуется значительно большая детальность биостратиграфических исследований, а именно зональный уровень расчленения и корреляции осадочных толщ. В районах со сложным геологическим строением для восстановления нормальной стратиграфической последовательности, определения полноты разреза и корреляции отложений необходимо использовать различные группы фауны, позволяющие проводить зональное расчленение. Каждая группа (граптолиты и конодонты для силура, фораминиферы, гониатиты и конодонты для девона и карбона) выполняют роль внешнего биостратиграфического контроля по отношению к другой, что значительно повышает надежность построений. Существенно важным для всестороннего изучения структурно-вещественных комплексов на новом уровне детальности является комплексирование биостратиграфического и седиментологического методов.

Основные организационные рекомендации сводятся к следующему. Для достижения высокой эффективности геологосъемочных работ необходимо создание оперативной палеонтологостратиграфической службы с обязательным привлечением специалистов по ортохронологическим группам фауны. Они осуществляют предварительные палеонтологические определения и биостратиграфическое расчленение разрезов в период полевых работ. Такого рода исследования проводятся как с опережением, так и параллельно с геологосъемочными работами. Особая роль при этом принадлежит микрофауне, в частности конодонтам. Следует создать специальные полевые лаборатории для химического препарирования, отбора и определения микрофаунистических остатков. Это позволит решать спорные вопросы по различным геологическим проблемам непосредственно в поле и получать наиболее достоверный и однозначно интерпретируемый фактический материал.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аристов В. А., Чернышук В. П. Переотложенные комплексы конодонтов как индикаторы геологических событий//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 7. С. 53—61.
2. Аристов В. А., Чернышук В. П. Переотложение конодонтов и его значение для решения некоторых вопросов геологии//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63. Вып. 6. С. 40—56.
3. Дженчураева А. В., Солошенко И. И. О переотложении фораминифер в верхнепалеозойских отложениях Восточного Алая//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1983. Т. 58. Вып. 2. С. 75—82.
4. Корень Т. Н., Клишевич В. Л., Риненберг Р. Е. Опорный разрез пелагических толщ верхнего силура и нижнего девона Южной Ферганы//Сов. геология. 1986. № 11. С. 62—74.
5. Чернышук В. П. Переотложение конодонтов и проблема нижнего палеозоя в Туркестано-Алае//Каледониды Тянь-Шаня. Фрунзе. 1987. С. 147—151.

Принята редколлегией 27 ноября 1989 г.

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА

УДК 550.8.012 : 528

© Коллектив авторов, 1991

Тектоника плит и Госгеолкарта-50

И. И. АБРАМОВИЧ (ВСЕГЕИ), Н. В. МЕЖЕЛОВСКИЙ,
Д. И. МУСАТОВ (Мингео СССР)
Н. Н. СИГАЧЕВА (ИЛСАН)

Появление идей тектоники литосферных плит и как следствие смена геологической парадигмы в той или иной мере затронули практически все науки о Земле. Не осталась в стороне в этом отношении и геологическая картография. Накоплен первый опыт составления тектонических (геодинамических) карт и палинспастических схем на мобилистической основе.

Анализируя различные, порой взаимоисключающие высказывания о возможном влиянии новой геотектонической концепции на геологическую практику, нельзя не прийти к выводу, что разнообразие мнений в данном случае прямо или косвенно связано с вопросами методологического плана. Именно такого рода вопросы постоянно возникали на протяжении всей истории развития геологической картографии. Если обратиться к этой истории, насчитывающей не менее 200—250 лет [2, 4, 5], то нетрудно убедиться, что содержание карт существенно менялось по мере эволюции научных представлений о характере геологических процессов. Менялись принципы и методы картографирования и изображения регистрируемых характеристик. Наиболее значительные изменения происходили при пересмотрах исходных геологических концепций, иначе говоря, в связи с принятием новой парадигмы.

В современных работах методологического плана геологическая карта рассматривается в разных аспектах. Во-первых, в ней видят хранилище специализированной информации, во-вторых — метод изучения геологического строения и истории развития территории, а в третьих — изображение результатов этого изучения, то есть итоговую модель строения территории [2, 3, 4]. Совершенствование геологической науки сопровождается внесением корректив во все перечисленные аспекты.

Очевидно, что емкость карты как хранилища геологической информации всегда ограничена. Уже одно это обстоятельство диктует необходимость какой-то селекции наблюдаемых фактов (характеристик геологических тел и их взаимоотношений). Но дело не только в этом. Любой объект, и геологический в частности, содержит бесконечно большую информацию. Изучая, конструируя его модель, геолог неизбежно принимает во внимание только некоторые, наиболее существенные (для своих целей) характеристики. На любой геологической карте, являющейся моделью изучаемой территории, находит отражение лишь небольшая часть геологической информации, определяемая в конечном итоге целями и техническими возможностями картирования.

Ставятся новые задачи перед геологической съемкой, совершенствуются методика и техника наблюдений (измерений) — соответственно меняется содержание геологических карт. Так всегда было в прошлом, и нечто подобное, надо думать, произойдет теперь, когда вновь радикально изменились наши представления о природе всех основных геологических процессов и, следовательно, потребуются изменения в технологии съемки, обеспечивающие создание иных моделей строения территории.

С этим тезисом, вероятно, не согласятся все те, кто не видит революционизирующего воздействия плейт-тектонической парадигмы. По мнению В. А. Соловьева [4], например, разногласия между противниками и сторонниками современной мобилистической концепции якобы сводятся к тому, что «первые придают существенное значение вертикальным движениям, а вторые — горизонтальным». Очевидно, что это заведомо упрощенная и, по существу, неверная трактовка положения дел. Принятие новой парадигмы означает прежде всего переход от преимущественно эмпирической, описательной к теоретической стадии развития геологической науки. При этом создаются качественно новые классы моделей геологических процессов, допускающих эмпирическую проверку, что реализуется и при геологическом картировании.

Добавим еще, что тектоника плит в равной мере позволяет учитывать и горизонтальные и вертикальные движения. И те и другие теоретически выводятся при моделировании глубинного тепломассопереноса. Вертикальные движения рассматриваются, в частности, как следствие изостатических эффектов при термически обусловленных вариациях мощности литосферы, астеносферном перераспределении вещества, образовании коро-мантийных смесей в зонах континентальной коллизии и т. п. Все индикаторы указанных процессов могут и должны документироваться геологической съемкой и учитываться при генетической интерпретации ее результатов.

Нередко можно слышать высказывания о несоразмерности объектов, принимаемых во внимание в теории тектоники литосферных плит, и тех, что выделяются и изучаются в процес-

се крупномасштабной геологической съемки. Но при геологической съемке любого масштаба картируются отнюдь не плиты и даже не микроплиты, а прежде всего овеществленные следствия их взаимодействия, т. е. те структурно-вещественные комплексы, которые формируются преимущественно на границах плит, микроплит и блоков. Размеры этих комплексов на несколько порядков меньше размеров породивших их плит.

Распространено мнение, что идеи тектоники литосферных плит, если и стоит принимать во внимание, то лишь на стадии интерпретации геологической карты. Такая установка нашла отражение, например, в книге В. Ю. Забродина, В. И. Оноприенко и В. А. Соловьева [4]. Последний из перечисленных авторов в соответствующем разделе книги в достаточно категоричной форме рекомендует «...интерпретировать результаты съемок на этих (т. е. геодинамических) основах, а не производить их». В этом вопросе В. А. Соловьев вольно или невольно смыкается с теми специалистами, которые полагают, что в процессе геологической съемки желательно вообще абстрагироваться от каких-либо априорных генетических представлений — изображать на картах то, «что есть на самом деле». При всей кажущейся правомерности этого положения оно, в принципе, не может считаться корректным и не случайно никогда не реализуется на практике даже теми, кто его активно отстаивает. Это объясняется тем, что сам процесс геологической съемки и его конечный результат во многом определяются субъективными факторами — исходной теоретической подготовкой геолога. Обстоятельный анализ данного вопроса можно найти в работах В. В. Грузы (1977) и Р. А. Жукова [7].

С развитием теоретической компоненты науки, как справедливо полагает Г. Ф. Трифонов [5], роль субъективного фактора, т. е. идеологической ориентации геолога, в процессе геологосъемочных работ будет увеличиваться, поскольку «возрастает значение оптимального выбора средств изучения и характеристик объекта. Но это не ведет к субъективному произволу, а лишь к более адекватному отображению субъектом объекта». Точнее сказать, к более эффективной реали-

зации задач геологической съемки. Действительно, если мы обратимся к практике картосоставительских работ и сравним результаты изучения одной и той же территории разными геологами, то сразу же убедимся, что карты получают существенно неодинаковыми. И причина заключается не только в разной детальности наблюдений, квалификации или добросовестности съемщиков. Важнейшую роль играют исходные концепции, которых они придерживаются.

Обратимся теперь непосредственно к тем изменениям в технологии геологической съемки и содержании отчетных картографических материалов, которые являются неизбежным следствием принятия новой геодинамической концепции. Остановимся вначале на принципах геологического картографирования. Здесь нет нужды касаться таких общенаучных категорий, как принципы системности, иерархичности и т. п. Нас будут интересовать принципы, отражающие специфику рассматриваемой области знания.

История геологической картографии свидетельствует, что составители первых геологических карт руководствовались едва ли не единственным принципом, который может быть назван «вещественным». Они выделяли на карте тела только в зависимости от особенностей их состава. Этот подход доминировал на протяжении первой половины восемнадцатого века; в дальнейшем, когда геологи стали обращать внимание на условия залегания горных пород, он был дополнен «структурным» принципом. В самом конце XVIII века в связи с открытием палеонтологической специализации слоев осадочных пород и последующим развитием биостратиграфического метода геологи-съемщики стали руководствоваться еще одним принципом — «историческим». Как видим, система руководящих принципов в геологической картографии в каждый данный момент отражала уровень достигнутого понимания особенностей строения и условий образования поверхности нашей планеты.

Новое мобилистическое понимание природы геологических процессов не могло не породить новых принципов составления и прочтения геологических карт. Тем не менее как среди методологов, так и среди профессиона-

лов-съемщиков пока не сложилось единогообразного отношения к этому вопросу.

А. И. Бурдэ и В. А. Унксов [2], например, утверждают, что «новые тектонические представления и геодинамические модели не вносят изменений в принципы геологических съемок и карт всех масштабов». В отличие от них В. И. Соловьев [4] считает, что «мобилизм» проявился «шарьяжными» и «сдвиговыми» принципами картирования разрывных нарушений». Ни с тем ни с другим мнением нельзя согласиться. Первое, как уже отмечалось выше, противоречит логике развития науки. По поводу второго заметим, что отображение на карте структур, возникших в результате горизонтального перемещения масс, практиковалось задолго до появления теории тектоники плит. Указанная процедура так или иначе реализовывалась в соответствии с давно уже принятым на вооружение «структурным» принципом, поэтому требование изображать на картах шарьяжи и сдвиги там, где они действительно документируются, едва ли правомерно возводить в ранг принципа. Неомобилистическая концепция появилась отнюдь не в связи с установлением достаточно широкого развития шарьяжной тектоники в горноскладчатых областях. Просто шарьяжи и протяженные сдвиги перестали быть экзотическими явлениями в рамках новой глобальной тектоники. Они нашли естественное объяснение при моделировании процессов континентальной коллизии.

В чем же заключается новое прочтение геологической карты? Она предстает теперь перед геологом не только как мгновенный снимок современной стадии геологического развития данной территории, но как тектонический коллаж — результат аккреции разнотипных пластин и блоков, формировавшихся в разное время, в существенно различных обстановках и подчас на расстоянии сотен и тысяч километров друг от друга, что обязательно должно находить отражение на геологической карте. Таким образом, при геологической съемке любого масштаба следует выделять тела, различающиеся по месту своего образования, даже если они близки или тождественны по возрасту, составу и структурным особенностям. Можно говорить поэтому

еще об одном принципе геологического картирования — «мобилистическом» или «геодинамическом», который уже учитывается в тектонической картографии [3].

Этим, однако, не исчерпывается вопрос о новых принципах составления геологических карт вообще и Госгеолкарты-50 в частности. Как известно, в рамках фиксистой идеологии принцип актуализма трактовался преимущественно лишь в двух аспектах — физическом (физико-химическом) и палеогеографическом. Теперь же можно говорить еще о геодинамическом аспекте этого принципа, поскольку геолог-съемщик изучает не геосинклинали и им подобные абстракции, а те или иные палеоаналоги современных геодинамических обстановок и отвечающих им геологических комплексов и структурно-формационных зон. И это должно найти отражение в специализированных картах, входящих в комплект Госгеолкарты-50 [6].

Геологическая практика дает массу примеров плодотворного использования принципа актуализма в рассматриваемом аспекте. Речь идет о разумном объяснении и, следовательно, корректном отображении на карте фактов, ранее казавшихся загадочными. Так, поистине шокирующее воздействие на геологов-съемщиков производили находки фауны непосредственно в залежах массивных колчеданных руд, например на Южном Урале. Однозначное объяснение подобным находкам дали результаты подводных наблюдений в зонах активного океанического спрединга. Акванавты имели возможность наблюдать современные биоценозы, развивающиеся на поверхности быстро растущих сульфидных холмов.

Геодинамический аспект принципа актуализма в полной мере относится к фанерозойским объектам. Что же касается раннего докембрия, то и в этом случае, как показывает опыт, попытки геодинамического анализа с использованием базовых моделей тектоники плит приводят к обнадеживающим результатам.

Многие моменты геологосъемочной технологии существенно зависят от результатов предшествующих мелко- и среднемасштабных исследований. Как указывают В. А. Унксов и его соавторы [10], уже на стадии подготовки к

съемке требуется анализ имеющихся или составление новых мелкомасштабных геодинамических схем района для определения позиции картируемой площади, т. е. уяснение того, фрагмент какой геодинамической обстановки подлежит изучению и, в частности, на каком удалении от палеограниц плит расположен снимаемый лист. От этого будут зависеть содержание основной геологической карты (ее легенда, перечень регистрируемых характеристик), комплектация вспомогательных и дополнительных карт, а также общая металлогеническая оценка территории, набор критериев рудоносности и ориентация поисковых работ.

По предшествующим мелкомасштабным исследованиям необходимо выяснить, вмещают ли листы Госгеолсъемки-50 образования одной плиты или принадлежащие разным плитам (террейнам). Столь же важно априори оценить, может ли геолог-съемщик ориентироваться только на базовые модели тектоники плит, или он столкнется с явлениями тектонической слоистости земной коры, с дифференциальными подвижками отдельных ее фрагментов, т. е. с областью развития шоловой тектоники. В последнем случае на листах крупномасштабной геологической карты могут оказаться элементы шоловой мозаики, зоны субфлуэнции, системы сфеношазмов с характерными для них магматическими проявлениями [1, 9].

Региональные геофизические обобщения принимаются во внимание главным образом для выявления мантийных неоднородностей. Особое значение имеют те из них, которые указывают на детали палеорельефа кровли астеносферы, в частности на ее приподнятые участки, где возможно формирование ловушек астеносферных флюидов, предопределяющих возникновение крупных рудных узлов и месторождений [1].

Принятие мобилистической концепции порождает новые методические приемы, новые направления исследований в процессе геологосъемочных работ. Исключительное значение приобретают палеомагнитные измерения. Оценки палеоширот и углов поворота отдельных блоков должны учитываться и находить отражение в итоговых документах Госгеолкарты-50. Другим важным новым направлением исследо-

ваний становится изучение палеонапряжений. Используемые при этом методические приемы весьма разнообразны: разветвленный комплекс методов изучения деформаций горных пород, определение ориентировки зерен в кристаллических породах, некоторые виды геохимических наблюдений, оценки сейсмической анизотропии и т. п.

При проведении геологосъемочных работ в районах развития осадочных толщ необходимо установление геодинамического типа бассейна осадконакопления. Эта задача нередко оказывается достаточно сложной из-за отсутствия однозначного соответствия между геодинамическим режимом и характером слоистых образований. Последнее обусловлено тем, что процессы седиментогенеза в основном определяются гидродинамикой среды, которая, в свою очередь, лишь опосредованно связана с тектоникой.

Диагностика палеогеодинамических условий осадконакопления опирается на изучение современных морских бассейнов, проводимое в последние годы с помощью подводного бурения и батискафов. Учитываются закономерные изменения условий седиментации по мере удаления от оси активного спрединга, строение аккреционных призм в зонах субдукции, обстановка зарождения мутьевых потоков, порождающих толщи турбидитов, области накопления контуритов и т. п. Особое значение для палеогеодинамического анализа имеет изучение условий сохранения тех или иных типов отложений и механизмов включения их в структуру континентальной коры.

Чрезвычайно возрастает роль детальных биостратиграфических исследований, в частности, при картировании олистостромовых комплексов и расчленении чешуйчатых надвигов, сложенных пачками литологически сходных пород. Иным смыслом наполняется содержание зональных стратиграфических шкал и соответственно девальвируется роль сводных стратиграфических разрезов.

При картировании районов развития изверженных горных пород возможности геодинамического анализа особенно велики. Для геолога небезразлично, формировался ли офиолитовый аллохтон в открытом океане, окраинном море или на ранней стадии развития островной дуги, ибо от этого зависит

его металлогеническая специализация.

В качестве специфического феномена подлежит картированию проявление асинхронности протяженных магматических поясов, отражающее пространственно-временную последовательность взаимодействия разных частей литосферных плит, диахроничность раскрывающихся рифтов, формирование горячих линий и т. п. Важным объектом изучения становятся ряды магматических формаций — индикаторы латеральных и эволюционных вариаций геодинамического режима и соответственно условий магмогенеза. Понятно, что при крупномасштабном картировании съёмщик, как правило, имеет дело с фрагментами таких рядов, так что акцент переносится на собственно формационный и особенно внутриформационный анализ. Последний в качестве важнейшего компонента включает изучение пространственно-временных вариаций химического состава изверженных горных пород. На первый план при этом выдвигается площадное петрохимическое картирование, ориентированное на выявление петрохимических трендов, которые отражают диапазоны и градиенты *PT*-условий, существовавших в период магмогенеза, индуцированного процессами тепломассопереноса на границах литосферных плит.

На основе характеристик петрохимической зональности реально не только оценивать параметры геодинамического режима, но и определять новые высокоинформативные критерии рудоносности, с помощью которых среди потенциально рудоносных структур можно выделять те их фрагменты, которые отличаются значительной рудонасыщенностью [1]. Крупномасштабное петрохимическое картирование, хотя и является достаточно трудоемкой процедурой, тем не менее не требует новых крупных капиталовложений, т. к. может в основном опираться на уже накопленный фонд химических анализов и на автоматизированную их обработку с помощью действующей сети ЭВМ.

Традиционное изучение условий становления магматических тел методами геобарометрии, геотермометрии, геоспидометрии и т. п. не теряет своего значения, хотя в этом случае мы имеем дело с более опосредованными следствиями геодинамического режи-

ма. Большие перспективы открывает картирование индикаторов палеофлюидного режима. К ним относятся некоторые характеристики упомянутых выше петрохимических трендов, минерало-геохимические показатели феррофаций, в понимании Г. Б. Ферштатера, а также результаты хроматографического анализа газово-жидких включений, полученные по методике Ф. А. Летникова. Новое понимание и соответственно новая технология привносятся в изучение «петрологических аномалий», возникающих в тылах зон субдукции над астеносферными ловушками.

Интересные перспективы в оценке геодинамических условий магмо- и рудогенеза открывает использование формализованных моделей распределения малых элементов в когенетических сериях пород. Таким путем удается оценивать роль тех или иных механизмов выплавки, кристаллохимической селекции и смещения магм. Установлена зависимость магмогенеза (равновесное плавление, батч-плавление и т. п.) от интенсивности глубинного разогрева осевой зоны океанического спрединга.

При картировании зон метаморфизма также устанавливается тесная пространственно-временная и генетическая связь этого процесса с событиями на границах литосферных плит. Важную диагностическую роль играют глаукофановые сланцы, маркирующие фронтальные части зон субдукции и континентальной коллизии. Особого внимания и новых методических подходов к изучению требуют ареалы тектоно-термальной переработки и регионального метасоматоза. Они возникают в глубоких умеренно разогретых тылах зон субдукции, где с ними связаны проявления редкометалльной минерализации [1].

Составление любой геологической карты всегда рассматривалось как решение некоторой многоцелевой задачи. Не составляют исключения в этом отношении и геологосъемочные работы крупного масштаба. Спектр целей при составлении Госгеолкарты-50 сохраняется традиционно широким, однако акцент явно смещается в сторону обеспечения локального металлогенического прогноза. Последний является естественным завершением геологического изучения перспективного рудного рай-

она [2, 6, 8].

Металлогеническая компонента Госгеолкарты-50 позволяет обратить внимание на еще один и, вероятно, важнейший аспект соотношения крупномасштабной съемки с тектоникой литосферных плит. Речь идет о новых подходах к оценке рудоносности территории. При этом можно выделить несколько направлений исследований. Одно из них, после известных работ Л. П. Зоненшайна, М. И. Кузьмина, В. М. Моралева, А. А. Ковалева, А. Х. Митчелла, М. С. Гарсона, Ф. И. Соукинса ставшее уже почти традиционным, связано с учетом металлогенической специализации разнотипных геодинамических обстановок.

Второе направление исследований, впервые обоснованное в работах П. Х. Гайлда и Р. Х. Силлитое, а далее развивавшееся многими специалистами, в т. ч. советскими геологами, позволяет использовать в прогностических целях эмпирически выявленную региональную металлогеническую зональность, контролируемую границами (палеограницами) литосферных плит.

Наконец, третье направление исследований ориентирует геологов на анализ тех моделей тепломассопереноса на границах литосферных плит, в которых учитывается латеральная реологическая неоднородность среды, стабильность геодинамических условий, а также распределение зон локальной проницаемости коры и литосферы в целом [1]. Указанные следствия определяют зависимость рудонасыщенности территории и, что особенно важно, рудонасыщенности обособленных геологических структур (фрагментов структур) — разломов, интрузивных массивов и т. п. — от особенностей латеральных трендов температуры, давления, флюидного режима в коре и мантии Земли, существовавших в период рудогенеза. О последнем мы можем судить, опираясь на совокупность петрологических, геофизических и некоторых других данных, которые должны быть получены в процессе геологической съемки.

Обширная геологическая информация, ранее не принимавшаяся во внимание, лишь частично найдет непосредственное отражение на основной геологической карте. Значительная ее часть, вероятно, будет фиксироваться на других документах, входящих в

комплект Госгеолкарты-50 [2, 6]. Содержание картографических материалов, однако, изменится не только в результате простого пополнения набора регистрируемых характеристик. Новая рисовка карты явится следствием кардинального переосмысливания существования геологических процессов и образующихся структур.

Практический опыт крупномасштабного геологического картирования на новой концептуальной основе еще не велик. Тем не менее уже сейчас можно говорить о реальности соответствующей переориентации геологов-съемщиков. Опытные работы на Иссык-Кульском, Кызыл-Кумском и других геодинамических полигонах показали, что таким путем действительно обеспечивается более глубокое понимание геологического строения территории, особенно в районах коллизии тектоники. Наглядны геологические карты масштаба 1 : 50 000, составленные одним из авторов этой статьи в 1982—1985 гг. в Токайских горах Северо-Западного Предчигизья [6, 8]. Они значительно отличаются от всех карт такого же масштаба, составлявшихся ранее в этом районе. На приводимых рис. 1, 2 показаны фрагмент такой карты и отвечающая ей легенда, составленная в матричной форме: по вертикали показаны время и характер геодинамических обстановок, по горизонтали — генетические типы структурно-вещественных комплексов с учетом их пространственного обособления в момент формирования.

Картирование на геодинамической основе в масштабе 1 : 50 000 позволило восстановить геологическую историю указанной территории, начиная с конца ордовика. На позднеордовикском — раннесилурийском этапе сформировались система островных дуг (Чингизская и Тундыкская вулканические и Токайская невулканическая), а также преддуговой и междуговой бассейны с корой океанического типа. Фрагменты вулканических дуг восстановлены в поле развития жарсурской свиты, из которой выделены комплексы основания островных дуг. Северный фрагмент Чингизской дуги подстилается породами океанической коры кембрийского возраста. Они обнажаются в виде аккреционных клиньев, зажатых между отложениями подводного склона дуги на границе с терригенно-обло-

мочными образованиями позднеордовикского — раннесилурийского бассейна, обрамлявшегося Чингизской и Токайской дугами. В основании Тундыкской дуги залегают кремнисто-терригенные отложения нижнего — среднего ордовика, также ранее включавшиеся в жарсурскую свиту. Токайская невулканическая дуга формировалась на месте аккреционной призмы, в составе которой выделены кембрийско-ордовикские офиолиты, олистоостромы, меланжи. В раннем силуре отдельные аккреционные клинья в условиях доминирующего сжатия выжимались, образуя тектонические покровы.

В пределах Токайских гор удалось откартировать в масштабе 1 : 500 особенности строения одного из таких покровов — «базальтовой пластины» и восстановить механизм его дезинтеграции. Выяснилось, что фронтальная часть пластины разрушалась сначала на относительно крупные, а затем все более мелкие блоки и глыбы, окруженные мидонитовой рубашкой. Ими в основном сложена олистоостромовая толща. По мере шарьирования пластины местами перекрывала олистоостром, а иногда пропихивала свое ложе и двигала перед собой не полностью консолидированные алевроиты, глинистые и глинисто-кремнистые илы, которые сминались в хаотически ориентированные складки. Глинисто-алевритовая масса частично нагнеталась в промежутки между глыбами базальтов. Другой фрагмент покрова — «кремнистая пластина» при своем движении по синхронно накапливающимся илам местами тонко расслаивалась, поставляя в бассейн седиментации многочисленные олистоплаки.

На позднесилурийском этапе происходило заполнение красноцветными грубообломочными терригенными толщами отдельных остаточных прогибов, сохранившихся на месте раннесилурийского междугового бассейна. В раннем девоне магматизм продолжался в континентальных условиях, а позже (средний девон — ранний карбон) во внутримитных бассейнах накапливались терригенные, карбонатные и угленосные толщи. В конце палеозоя территория оказалась в зоне коллизии континентальных плит, что отразилось в виде надвиговых, сбросовых и сдвиговых нарушений, сопровождаемых образованием синформ и антиформ. В

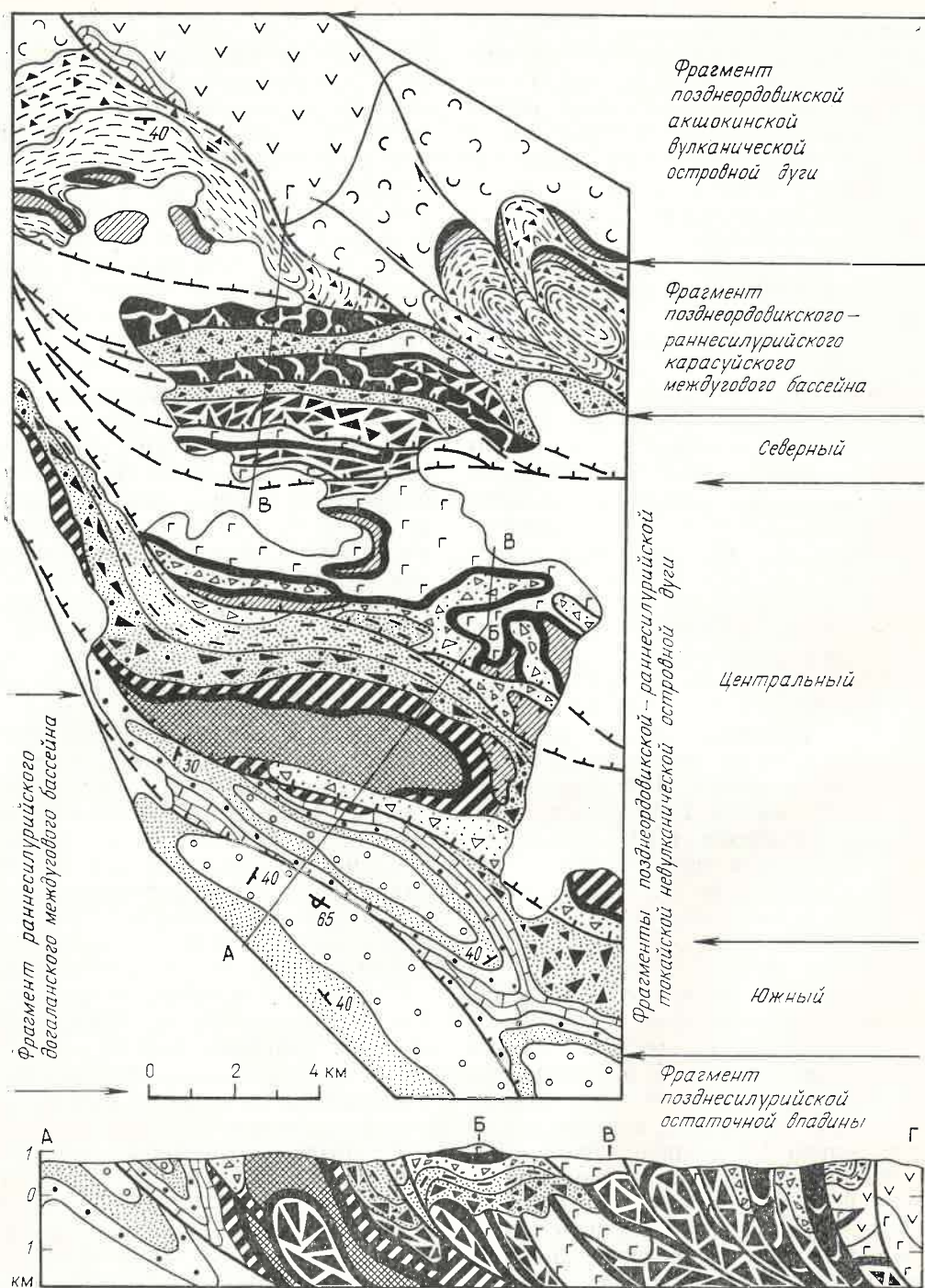


Рис. 1. Геологическая карта Токайских гор

конце олигоцена при коллизии Евразийской и Индостанской плит вновь проявились деструктивные процессы с горизонтальными перемещениями новообразованных блоков пород и складчатыми деформациями.

Рассмотренный пример показывает, что принятие мобилистической пара-

дигмы на практике означает переход к составлению карт нового поколения, карт несомненно более сложных и трудоемких, но существенно более информативных. Важнейшим технологическим элементом съемочных работ является выяснение характера переходов между различными структурно-веще-

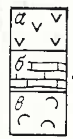
Эпоха	Геодинамический этап	Характеристика структурно-вещественных комплексов и свойственных им геодинамических обстановок				Типы тектонических деформаций		
Каллизонная	Кайнозойская деструкция	Поднятие в пределах континентальной плиты				 24  25		
		 1						
Поздне-силурийские закрывающие океана	Поздне-силурийское закрывающее океана	Фрагменты позднесилурийских остаточных впадин				 2		
		Палеоостровные дуги и палеомеждугубые бассейны				 26		
Фрагмент вулканической дуги		Фрагмент преддугового бассейна	Фрагменты невулканической островной дуги					Фрагмент междугубового бассейна
			Северный	Центральный	Южный			
	 3		 4  5  6	 7  8  9	 10  11  12  13  14  15  16 17			

Рис. 2. Легенда к геологической карте Токайских гор:

1 — кайнозойские отложения; 2 — верхнесилурийские красноцветные конгломераты; 3 — позднеордовикский островодужный вулканический комплекс: а — субаэральные эффузивы, дифференцированные от основного до кислого состава, б (а также 20) — рифогенные известняки, в — вулканотурбидитные отложения; 4 — нижнесилурийские зеленоцветные алевролиты и песчаники; 5 — верхнеордовикские — нижнесилурийские песчаники, конгломераты и брекчии; 6 (а также 10) — кембрий-ордовикские кремнистые породы; 7 (а также 14, 21) — позднеордовикский — раннесилурийский олистостромовый комплекс, содержащий глыбы и обломки кембрий-ордовикских офиолитов; 8 (а также 11) — кембрийские океанические базальты; 9 (а так-

же 17) — тектонизированные брекчированные габбро-с обломками базальтов, кремнистых пород и серпентинитовый меланж; 12 — нижнесилурийские красноцветные алевролиты и радиолариты, замещающиеся по латерали олистостромовым комплексом с обломками габброидов и кембрий-ордовикских базальтов и кремнистых пород; 13 — нижнесилурийские красноцветные песчаники, гравелиты и алевролиты; 15 (а также 22) — кембрийские океанические базальты, кремнистые породы, известняки; 16 — нижнекембрийские океанические базальты; 18 (а также 23) — нижнесилурийские красноцветные песчаники, алевролиты; 19 — нижнесилурийские конгломераты; структурные ассоциации: 24 — чешуйчатые надыги, 25 — сдвиги, 26 — подошвы тектонических покровов и аккреционных клиньев

ственными комплексами по латерали и вертикали. При этом постоянно приходится решать вопрос об условиях образования структурно-вещественных комплексов, т. е. отражают ли они исходную палеообстановку или последующие тектонические деформации. Только в первом случае латеральные и вертикальные ряды структурно-вещественных комплексов могут использоваться в качестве непосредственных индикаторов геодинамического режима. При деструкции и тектоническом скупивании геолог-съемщик имеет дело

с редуцированными рядами (фрагментами рядов) либо с неоднократными их повторениями. Не менее важным методическим приемом является последовательная реконструкция геодинамических этапов эволюции от более молодых к более древним.

Завершая рассмотрение затронутых вопросов, отметим следующее.

Концепция тектоники литосферных плит глубоко и во многих аспектах затрагивает все виды геологического картирования, включая составление Госгеолкарты-50.

Геологическое картирование на геодинамической (плейт-тектонической) основе вносит существенные изменения в технологию съемочных работ. Эти изменения касаются самих принципов составления геологической карты, направления и методики геологических исследований, набора регистрируемых характеристик, а также способов изображения конечных результатов съемки, включая комплектацию итоговых документов.

Новое поколение крупномасштабных геологических карт позволит выполнять детальные палеогеодинамические реконструкции, являющиеся основой для локального металлогенического прогноза.

Для успешной реализации программы Госгеолсъемки-50 потребуется определенная переподготовка кадров, обновление ранее изданных методических пособий и пересмотр действующих нормативов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абрамович И. И., Клушин И. Г. Геодинамика и металлогения складчатых областей.— Л.: Недра, 1987.
2. Актуальные вопросы геологической картографии СССР на современном этапе/Под

- ред. А. И. Жамоиды, Р. И. Соколова.— Л.: ВСЕГЕИ, 1986.
3. Буш В. А., Кац Я. Г., Хаин В. Е. Принципы тектонического картирования на мобилистических основах//Сов. геология. 1988. № 2. С. 114—122.
4. Забродин В. Ю., Оноприенко В. И., Соловьев В. А. Основы геологической картографии.— Новосибирск: Наука, 1986.
5. История геологической картографии/Отв. ред. В. В. Тихомиров.— М.: Наука, 1982.
6. Межеловский Н. В., Мусатов Д. И., Сигачева Н. Н. Опыт геодинамического анализа на основе тектоники плит в применении к крупномасштабной геологической съемке//Геология океанов и морей. М., 1986. С. 41—44.
7. Методы теоретической геологии/Под ред. И. И. Абрамовича.— Л.: Недра, 1978.
8. Мусатов Д. И., Сигачева Н. Н. Опыт крупномасштабного геологического картирования на примере геологической съемки Северо-Западного Предчиргизья (Центральный Казахстан)//Пути повышения эффективности и качества крупномасштабных геологосъемочных работ с общими поисками. Л., 1987. С. 27—50.
9. Современные идеи теоретической геологии/И. И. Абрамович, В. В. Груза, И. Г. Клушин и др.— Л.: Недра, 1984.
10. Унксов В. А., Бурдэ А. И., Шульц С. С. (мл.) Совершенствование крупно- и среднемасштабной геологической съемки на основе геодинамических моделей//Экспресс-информация. Общая и региональная геология; геологическое картирование. 1983. Вып. 5. С. 1—9.

Принята редколлегией 27 августа 1990 г.

УДК 551.332.21 + [552.123.1]

© [И. А. Нечаева], 1991

Черты сходства и отличия в следах покровного оледенения и космогенных взрывов

[И. А. НЕЧАЕВА] (ИМГРЭ)

На земной поверхности довольно широким распространением пользуются рыхлые грубообломочные несортированные отложения, слагающие сравнительно невысокие валы, реже куполообразные поднятия, которые занимают иногда весьма значительные площади. Аналогичные им образования встречаются среди пород, претерпевших метаморфизм. Более 100 лет назад П. А. Кропоткиным была выдвинута гипотеза образования таких пород в результате деятельности покровного оледенения на основе сопоставления с отложениями современных ледяных щитов и ледников местного типа. Их стали рассматривать как разнообразные морены, друмлины и т. д., а метаморфизованные грубообломочные не-

сортированные породы были выделены как тиллиты, т. е. следы древних оледенений.

Хорошо известно, что на площадях развития таких образований рельеф имеет волнистый характер в виде гряд, холмов, впадин с многочисленными озерами. При этом часто фиксируются геометризованные формы рельефа округлых, кольцевых дугообразных, фестончатых очертаний, иногда наблюдаются ромбовидные поднятия, треугольные понижения и т. д. Образование широко распространенных кольцевых форм рельефа объясняется тем, что при «омертвлении» покровного льда на регрессивной стадии развития он раскладывается на многоугольники, округляющиеся при таянии льда,

а сползающая по ним покровная морена и вытаявший из верхних частей льда каменный материал дают кольцевые формы рельефа из рыхлых насыпных грубообломочных несортированных отложений.

Вполне вероятно, что такой процесс существует, но необходимо обратить внимание на то, что кольцевые формы рельефа очень часто имеют коренное кольцевое основание, которое ледник не мог создать. Это значит, что либо основание было заложено в доледниковый период, либо и коренные формы рельефа, и перекрывающие их рыхлые отложения могли возникнуть в едином, но не ледниковом процессе.

Последний вариант до сих пор не рассматривался, а его возможность необходимо учитывать, т. к. практическая одновременность возникновения кольцевых поднятий и перекрытия их рыхлыми грубообломочными несортированными отложениями — характерная черта структур космогенного типа.

При метеоритном (точнее космогенном) взрыве образуются положительные кольцевые формы рельефа или практически только из рыхлых грубообломочных несортированных отложений (как морена), или из коренных пород, перекрытых такими же рыхлыми осадками (как друмлины). В простейшем случае центральная часть таких структур имеет форму блюдцеобразной впадины, иногда с небольшими поднятиями и часто заполнена водой (озеро). Отмеченные рыхлые отложения — так называемые аллогенные брекчии — образуются в результате осаждения материала, выброшенного взрывом и осевшего как в самой кратерной воронке, так и на ее кольцевом вале и частично за его пределами. Эти отложения по внешнему виду, несортированности глыб и обломков по составу, размерам, наличию как округлых, так и угловатых фрагментов, а также по условиям залегания весьма сходны с образованиями, относимыми обычно к ледниковым. В них даже устанавливаются борозды, которые аналогичны штрихам скольжения на ледниковых глыбах, но в рассматриваемом случае эти борозды образовались при перемещении глыб, поверхность которых в результате огромных температур, возникающих при взрыве, успела стать пластичной, податливой. В этих структурах тектонические де-

формации проявлены в виде центрально-бежной надвиговой складчатости, иногда флексурного типа, наиболее часто наблюдающейся в кольцевом вале и очень сходны со следами гляциотектоники.

Аллогенные брекчии в строении этих структур иногда играют весьма существенную роль, заполняя блюдцеобразную впадину в виде довольно мощной толщи, перекрывающей кольцевой вал, и, распространяясь за его пределы, где встречается не только материал валунино-галечного размера, но и клиппены до 1—2 км в поперечнике. То, что до сих пор вопрос о «конкуренности» аллогенных брекчий моренным отложениям не поднимался, вполне естественно, т. к. космогенные структуры по-настоящему начали изучаться только в последнее время, когда появились вещественные критерии их опознавания, и до сих пор считаются редкими явлениями в геологии [1]. К настоящему времени известно только около 140 достоверно доказанных структур этого типа. Соответственно аллогенные брекчии (как генетический тип) и сложенные ими рельефные формы практически не учитывались при картировании рыхлых отложений и составлении геоморфологических карт.

В дальнейшем это положение должно измениться, т. к. число выявленных структур этого типа с каждым годом растет благодаря изучению космических снимков и освоению геологами критериев опознавания взрывных последствий. А если учесть, что земная поверхность сплошь покрыта кольцевыми структурами пока еще не установленного происхождения, часть из которых может быть космогенными, то в ближайшем будущем может быть доказано, что в развитии Земли они играли значительно более важную роль, чем это до сих пор предполагается. Поэтому встает вопрос о том, всегда ли мы правильно подходим к установлению природы кольцевых форм рельефа, в строении которых в той или иной мере принимают участие рыхлые несортированные грубообломочные отложения или их метаморфизованные разности. Этот вопрос требует большого внимания, т. к. далеко не всегда, точнее почти никогда, не делается попыток для разделения таких образований и строгого доказательства их генезиса. Очевидно, мало ска-

Сравниваемые признаки	Общие признаки	Признаки ледниковых образований	Признаки космогенных образований
Рельеф	Кольцевые, дугообразные, фестоначатые валы, округлые и треугольные впадины	Всхолмленный рельеф, иногда с кольцевыми, дугообразными и фестоначатыми валами; впадины, воронки округлой и треугольной формы. Размеры до нескольких сотен метров в диаметре	Кольцевые поднятия, сохранившиеся целиком, иногда несколько концентрических валов, в центре небольшие поднятия. В виде реликтов — дуговые поднятия. В случае близко расположенных центров таких форм рельефа образуются сопряженные формы рельефа: эллипсы, ромбы, дугообразные поднятия при сопряжении по касательной или «сферические» треугольники — впадины. В целом характерны формы рельефа с правильными геометрическими чертами. Размеры самые разнообразны: от нескольких метров до нескольких сотен километров в диаметре
Рыхлые отложения	Несортированные и грубообломочные отложения	Моренные отложения с разнообразным цементирующим веществом. Среди грубого материала преобладают округлые валуны и галька. Состав этих образований самый разнообразный, вплоть до пород, отсутствующих в данном районе. Высокобарические фазы минералов могут изредка присутствовать в виде редких знаков при отсутствии их в местных коренных породах	Аллювиальные брекчи из грубого несортированного материала, верх по разрезу постепенно сменяющиеся более тонкими слоистыми осадками из взрывного облака, по периферии встречаются клипсы. Среди грубообломочного материала встречаются округлые валуны и галька, а также угловатые глыбы и обломки местных пород и фундамента. В этих отложениях могут присутствовать высокобарические фазы минералов, рудные и стекляные шарики, гангелики, стекла в обломках, минералы с признаками шок-метаморфизма и т. д., причем их присутствие может быть совместным. В местных коренных породах (аутигенных брекчиях) могут быть установлены эти же образования
Соотношение рельефа и рыхлых отложений	Рыхлые отложения, слогающие кольцевые формы рельефа	Среди всхолмленных полей из моренных гряд иногда устанавливаются кольцевые формы рельефа, сложенные только рыхлыми отложениями (морены) или кольцевые формы за счет коренного цоколя, перекрытые рыхлыми отложениями (друмлины). Гипотетическая связь между коренными кольцевыми формами рельефа и рыхлыми отложениями, их перекрывающими, отсутствует	Обязательна связь коренных кольцевых форм рельефа (валов или кольцевых впадин — трещин) и распространения рыхлых отложений, перекрывающих коренные выходы, т. е. они образовались в результате единого взрывного процесса. Систематические параллельные борозды на коренных выходах образуются в процессе центробежных надигов, часто многослойных. Борозды прослеживаются на каждой плоскости, уходя под перекрывающие «пласты». Перпендикулярные этим уступы остаются несглаженными

Штриховка	Борозды на валунах и коренных породах	Образуются глыбами, включенными в движущийся лед, и поэтому фиксируют направление движения ледника. Они не должны образовывать одинаковую параллельную штриховку на большой площади и сглаживают резкие уступы рельефа	Мелкая складчатость, связанная с центробежными на- двигами, развитая главным образом в кольцевых валах, за счет которой образуются поднятия этих валов. Трещины кольцевые и радиальные, иногда кливажная трещиноватость
Тектоника	Мелкая складчатость, часто флексурная, и трещиноватость	Гляциотектоника	Могут быть ороослы с повышенными содержаниями ш- келя, кобальта и других «космогенных» элементов
Геохимическая характеристика		Нет определенных ороослов	

зять, что гряды или кольцевые поднятия сложены грубообломочными несортированными отложениями и поэтому как-бы автоматически являются ледниковыми. Для этого необходимо провести анализ соотношений в рельефных постройках коренных и насыпных пород, и попытаться при помощи вещественных критериев доказать происхождение таких форм рельефа и рыхлых отложений, их перекрывающих.

Если насыпные валы только повторяют кольцевую дугообразную, треугольные или фестончатые формы коренных валов, обычно отмечаемых как характерные образования на площади развития покровных ледников, то ответственным за происхождение таких форм будет не ледник. Его отложения, в лучшем случае, могут только повторить ранее созданные коренные формы рельефа, используя их как «ловушки», в то время как при образовании космогенных структур ассоциация упомянутых форм и рыхлых несортированных отложений создается единым процессом и она является обязательной.

Вещественными критериями, которые могут быть использованы для выяснения происхождения рассматриваемых форм рельефа и несортированных грубообломочных отложений, являются высокобарические фазы кремнезема, углерода, а также рудные и стеклянные шарики, гантельки и т. д., среди которых могут быть остатки разбрызганного метеоритного вещества, богатого никелем, кобальтом и другими «космогенными» элементами, создающими соответствующие геохимические аномалии. Их нужно тщательно искать в рыхлых отложениях рассматриваемого типа. И хотя такие фазы могли быть в принципе принесены и ледником из какой-нибудь разрушенной астроблемы, их обнаружение должно насторожить и поставить перед исследователем задачу поисков подобных фаз в местных коренных породах. В случае положительных результатов поисков вопрос о генезисе рассматриваемых форм рельефа и ассоциирующих с ними рыхлых отложений решается в пользу космогенного происхождения.

Сравнение особенностей областей развития покровных ледников и космогенных структур по главным параметрам приводится в таблице.

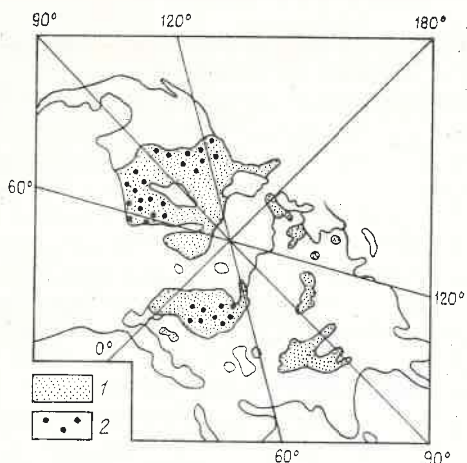


Схема размещения следов покровного оледенения и космогенных структур в северном полушарии Земли:

1 — области, покрытые ледниковыми отложениями, по А. А. Асееву [3]; 2 — космогенные структуры, по Э. В. Соболевичу [4]

Анализ основных признаков ледниковых отложений и аллогенных брекчий, сопряженного с ним рельефа позволяет утверждать, что эти образования можно различать, а необходимость такого разделения диктуется современным состоянием наших знаний. То, что во все предыдущие времена без соответствующего изучения относилось только к ледниковым моренным отложениям необходимо пересматривать с предлагаемой позиции. Информация, которая может быть получена в результате этого, даст ключ к целому ряду вопросов по геологическому строению, особенно для площадей совместного распространения несортированных грубообломочных отложений и кольцевых форм рельефа.

Аналогичные исследования необходимы и по отношению к тиллитам, т. к. уже сейчас общепризнано то, что на ранних стадиях развития Земли космогенная бомбардировка играла весьма существенную роль и ее следы могли сохраниться в виде интенсивно метаморфизованных аллогенных брекчий. В них, конечно, наиболее вероятно сохранение минералогических признаков, т. е. присутствие высокobarических фаз кремнезема, углерода, которые не могли быть уничтожены при обычном региональном метаморфизме из-за относительно низких по сравнению с взрывными давлений. Поиски таких фаз необходимо проводить при расшифровке генезиса метаморфизованных не сортированных по крупно-

сти и составу обломков с большим или меньшим количеством грубого материала, встречающихся среди образований докембрия. Так, А. И. Савченко [2] считает, что обнаружение лонсдейлита в так называемых тиллитах в Африке и других районах дает основание усомниться в их ледниковом происхождении. Конечно, нельзя исключить полностью возможность образования этих пород в результате ледникового процесса, так как ледник мог разрушить древнюю астроблему и из нее переложить лонсдейлит в морену, впоследствии метаморфизованную и превращенную в тиллит. Для окончательного решения этого вопроса большое значение имеет количество найденного в изучаемых образованиях лонсдейлита, а также важно его присутствие или отсутствие в других типах пород на этом участке и его ассоциация с другими взрывными признаками, в том числе особенно важны геохимические ореолы никеля, кобальта и других «космогенных» элементов.

В заключение еще раз необходимо подчеркнуть, что установление трубообломочных, плохо или совсем не сортированных рыхлых пород, а также их метаморфизованных разностей — тиллитов не является однозначным признаком их ледникового происхождения. Очень сходные по внешнему виду породы могут образоваться и в результате выброса материала при космогенном взрыве. В большинстве случаев области распространения морен, связанных с покровным оледенением, совмещены с площадями широкого проявления кольцевых структур различных диаметров, развитых в коренном рельефе, и именно на этих площадях в настоящее время открыто наибольшее число космогенных структур, как например на Канадском щите (рисунки). Поэтому в каждом конкретном случае для отнесения изучаемых пород к тому или другому типу необходимо приводить доказательства, более обоснованные, чем это делается в настоящее время. И вероятно, что такие исследования помогут уточнить роль космогенных структур в истории развития Земли, а на геологических, геоморфологических и картах четвертичных отложений аллогенные брекчии космогенных структур и космогенный тип рельефа могут занять существенное положение.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Масайтис В. Л. Ударные события и развитие биосферы//Природа. 1986. № 1. С. 60—62.
2. Савченко А. И. О чем свидетельствуют тил-

литы//Наука и жизнь. 1975. № 2. С. 44—47.

3. Асеев А. А. Древние материковые оледенения Европы.— М.: Наука, 1974.
4. Соболев Э. В. Космическое вещество в земной коре.— М.: Атомиздат, 1976.

Принята редколлегией 26 марта 1990 г.

МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

УДК 552.332.1 (571.5-13)

© Г. П. Дундо, 1991

Редкометаллоносные граниты севера Байкальской горной области

Г. П. ДУНДО (Новосибирск)

Исследовался район в пределах Байкальской горной области [8] или Байкальского геоблока [5]. Его восточным и юго-восточным флангами частично захватываются структуры Алдано-Становой архейской складчатой системы.

Более 80 % территории, свободной от чехла рыхлых отложений, сложено обширными полями разновозрастных гранитоидов. В систематизации последних существует еще достаточно много нерешенных и спорных вопросов, касающихся как количества и объемов выделяемых интрузивных комплексов, так и возрастного их положения [2, 6, 8]. Для их решения необходимо разработать систему надежных критериев типизации гранитоидов. Важным компонентом такой системы должны быть радиогеохимические критерии, сравнительно быстро получаемые путем интерпретации аэрогамма-спектрометрической информации, дающей наглядное и объективное представление о пространственном распределении содержаний радиоактивных элементов в различных геологических средах. На возможность использования данных о содержании этих элементов при расчленении изверженных пород кислого состава указывали ряд исследователей (А. А. Смыслов, 1960, 1968; Н. Г. Сыромятников, 1976; И. И. Абрамович, 1963 и др.). Гамма-спектрометрические измерения в наземном и аэровариантах обеспечивают высокий уровень надежности и достоверности получаемой информации и находят все большее применение в практике геологосъемочных работ.

Ареалам развития большинства гранитоидов района отвечают аэрогамма-

спектрометрические поля (АГС-поля) с содержаниями урана от 1 до 4 г/т и тория от 3 до 18 г/т. На этом фоне заметно выделяется многочисленная группа изолированных АГС-полей с повышенными концентрациями радиоактивных элементов (табл. 1), изучению которой и посвящается настоящая работа. Размеры их варьируют от 1—2 до 250 км², очертания близки к изометричным или слабо овальные. Наземную оценку получили одиннадцать АГС-полей первых трех типов. Во всех случаях они оказались связанными с телами лейкократовых и биотитовых гранитов, реже — гранит-порфиров (рис. 1), контакты которых с вмещающими гранитоидами наблюдать непосредственно нигде не удалось. Однако установлено, что граниты, характеризующиеся АГС-полями второго типа, дают многочисленные инъекции и апофизы во вмещающие породы. При этом в последних иногда отмечается микроклинизация, сопровождающаяся в некоторых случаях появлением порфириобластовых структур. Среди таких гранитов преобладают мелко- и среднезернистые, часто порфировидные, массивного сложения породы, но иногда наблюдаются и ясно выраженные директивные текстуры. Широко развиты также пегматоидные разновидности и пегматиты. Окраска пород разнообразная — от серой до розовой и красновато-бурой.

Гранитоидам, которым соответствуют АГС-поля первого и третьего типов, не свойственны апофизы и жильные инъекции. Характерно также отсутствие пегматитов. Среди них преобладают мелко- и среднезернистые порфировидные массивные разновидности, в

1. Типы АГС-полей с повышенными содержаниями урана и тория

Тип поля	U, г/т	Th, г/т
Первый	8—16	50—90
	16—35	90—100
Второй	6—10	40—70
	10—16	70—90
Третий	4—10	30—40
	10—16	40—50
Четвертый	6—10	20—30
	10—14	30—40

Примечание. В числителе указаны нижний и верхний уровни концентраций элемента, обуславливающих в АГС-поле широкие «площадные» ореолы, в знаменателе — диапазон концентраций, создающих локальные участки.

которых иногда присутствует темно-серый или черный кварц. Ясно выраженные признаки контактового воздействия на вмещающие породы в связи с такими гранитами не устанавливаются. Внутри сложенных ими тел отмечались явления грейзенизации и флюоритизации (массивы Останцовый, Илоколинский, Чупдымский и др.).

Полевые и камеральные исследования показали отсутствие корреляции между внешними и минералого-петрографическими особенностями изучаемых гранитов и типами отвечающих им АГС-полей, т. е. все образованные ими тела представлены сходными по составу и облику породами. Макроскопически они зачастую не отличаются и от других развитых в районе гранитоидов. Очевидно, по этой причине массивы, сложенные гранитами рассматриваемой группы, либо отсутствуют на геологических картах (Доронгский, Кудурский и некоторые другие), либо (Амнундинский, Останцовый, Аргадинский, Чупдымский) объединяются с петрографически сходными телами, относимыми к различным интрузивным комплексам — баргузинскому (поздний протерозой), витимканскому (ранний — средний палеозой), бичурскому (поздний палеозой) и гуджирскому (средний мезозой). Во всех таких случаях не учитываются резко выраженные несоответствия аэрогамма-спектрометрических характеристик объединяемых геологических тел. По-

этому типизация гранитов в настоящей работе проведена с учетом радио-геохимических признаков, что позволило дифференцированно подойти к их изучению и устранить несоответствия между геологическими и аэрогамма-спектрометрическими данными.

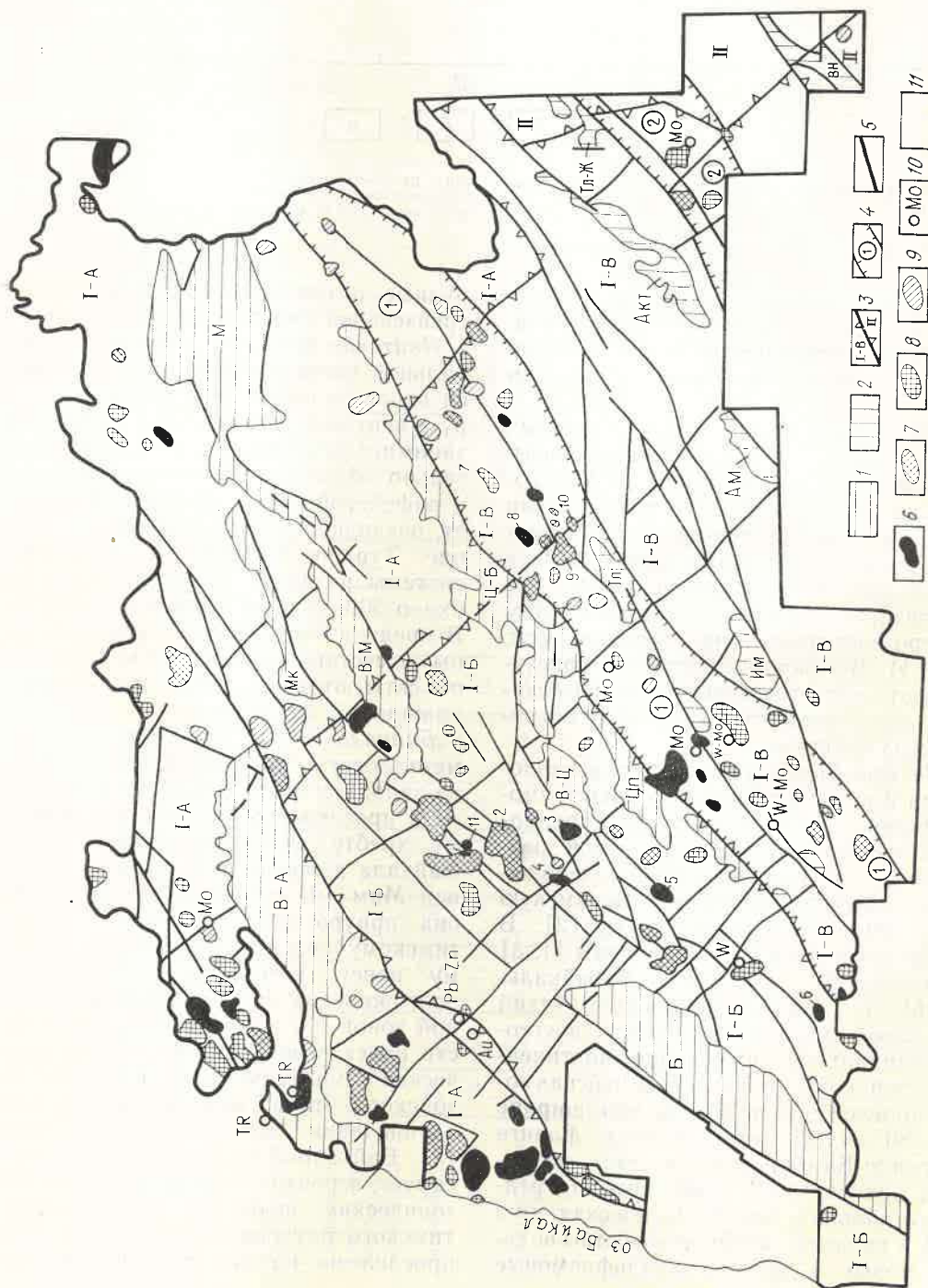
По петрохимическим признакам гранитоиды соответствуют лейкократовым и биотитовым субщелочным гранитам по классификации В. И. Коваленко (рис. 2), тем самым заметно отличаясь от вмещающих гранитоидов баргузинского комплекса. Последние представлены широкой гаммой пород от сиенито-диоритов до лейкократовых гранитов с близкой к нормальной общей щелочностью.

В результате исследования микро-элементного состава, помимо уран-ториевой специализации, обнаружен редкометаллоносный характер геохимического профиля субщелочных гранитов, совершенно несвойственный вмещающим гранитоидам баргузинского комплекса (табл. 2). Наиболее широким спектром элементов группы накопления отличаются лейкократовые граниты третьей радиогеохимической разновидности, в которых устанавливаются повышенные в 2—4 раза относительно кларка (для изверженных пород кислого состава, по А. П. Виноградову, 1962) концентрации молибдена, вольфрама, ниобия, олова, иттрия. Затем следуют граниты первой радиогеохимической разновидности, содержащие повышенные количества молибдена, вольфрама и ниобия. Субщелочные граниты второй радиогеохимической разновидности обнаруживают признаки специализации на молибден, ниобий и олово. Граниты в целом характеризуются пониженными в 2 раза и более относительно кларка концентрациями стронция.

Оценка по критерию Стьюдента достоверности различий генеральных средних, приведенных в табл. 2, показала, что как отдельные радиогеохимические разновидности, так и вся группа субщелочных гранитов в целом существенно отличаются от гранитоидов баргузинского комплекса с 1-процентным уровнем значимости по содержаниям всех элементов, кроме иттрия и циркония. Баргузинским гранитам свойственны близкие к кларковым содержания большинства редких металлов, за исключением стронция, кон-

Рис. 1. Схема размещения редкометаллоносных гранитов:

1 — кайнозойские впадины Байкальского рифта (В-А — Верхнебайкальская, М — Музунская, В-М — Верхнемузунская, Мк — Музункская, Б — Баргузинская, В-Ц — Верхнецининская, Цп — Цинцкая, Ц-Б — Цина-Бамбульская); 2 — мезозойские приразломные впадины забайкальской типа (Тл — Тайольская, Им — Имская, Ам — Амалатская, Акт — Актардинская, Тл-Ж — Талайн-Жонкуинская, ВП — Верхнепервичная); 3 — крупные структурные элементы и границы между ними: Байкальская горная область; 1-А — зона раннепротерозойской складчатости; 1-Б — зона рифтовой складчатости; 1-В — зона каледонской складчатости; П — Алдино-Становая архейская складчатая система; 4 — зоны разрывных нарушений (1 — Турбо-Бамбульская, 2 — Курба-Калаганская); 5 — прочие разрывные нарушения; интрузивные тела редкометаллогенных гранитов; 6 — первый, 7 — второй, 8 — третий, 9 — четвертый радиогенный циклы разнометастойств, в том числе изученные наземными исследованиями; 1 — Адаундинский, 2 — Доронгский, 3 — Амундинский, 4 — Илоколинский, 5 — Верхнецининский, 6 — Аргалинский, 7 — Цупунский, 8 — Останочный, 9 — Кулурский, 10 — Учумукский, 11 — Турканинский; 10 — рудные объекты твердых полезных ископаемых; 11 — домезозойские структурно-формационные комплексы, рамы, вмещающие массивы редкометаллогенных гранитов



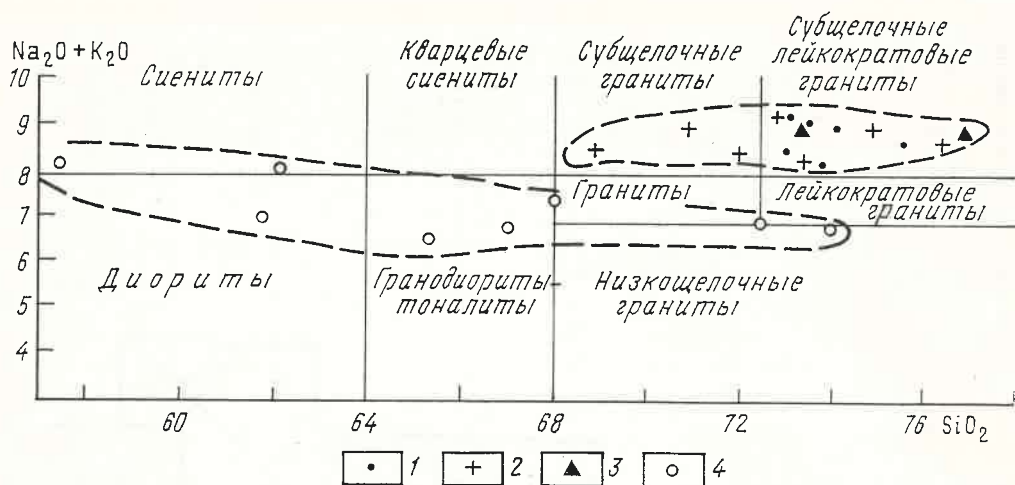


Рис. 2. Диаграмма химических составов гранитоидов:

фигуративные точки редкометаллоносных гранитов: 1 — первой, 2 — второй, 3 — третьей радиогеохимических разновидностей; 4 — фигуративные точки гранитоидов баргузинского комплекса (анализы выполнены во ВСЕГЕИ и в ПГО «Сейзапгеология»)

центрация которого превышает кларковое значение более чем в два раза. На барий-стронциевую специализацию их указывали и другие исследователи [4].

Результаты проведенных наземных исследований дают основание связывать все выделяемые в районе АГС-поля указанных в табл. 1 типов с телами субщелочных редкометаллоносных гранитов. Эти граниты приурочены к трем прослеживающимся через всю территорию линейно вытянутым зонам северо-восточного простирания (см. рис. 1). В каждой из этих зон присутствуют тела всех четырех радиогеохимических разновидностей рассматриваемых гранитов.

Витимо-Бамбуйская зона расположена в юго-восточной части изучаемого района и контролируется Туркино-Бамбуйской глубинной системой разломов, ограничивающей с северо-запада крупную Селенгино-Витимскую зону высокой проницаемости [2]. В пределах последней выделяются [1, 3] мезозойский (Западно-Забайкальский) и средне-позднепалеозойский вулканоплутонические пояса внегосинклинальной активизации континентальной коры. Витимо-Бамбуйская зона прослежена на 370 км при ширине 50—80 км. На юго-западном фланге Туркино-Бамбуйской системы разломов находится Верхневитимская редкометалльная металлогеническая зона [7], в пределах которой известны вольфрамовые и молибден-вольфрамовые

рудные объекты кварцевожильной и грейзеновой формаций.

Икатская зона приурочена к центральной части района, прослеживается вдоль одноименного хребта к северу в верховья р. Верхняя Ангара. Она занимает секущее положение относительно областей раннепротерозойской и рифейской складчатости и трассирует, очевидно, более молодое ответвление Туркино-Бамбуйской глубинной системы разломов. Протяженность ее около 300—330 км, ширина 40—90 км. В пределах юго-западного фланга зоны известны вольфрамовые рудные объекты штокверкового типа кварцевожильной формации.

Байкало-Левомамская зона редкометаллоносных гранитов размещается на западном фланге изученной площади и прослеживается по Баргузинскому хребту вдоль восточного берега Байкала к северу до верховьев р. Левая Мама. В структурном отношении она приурочена к Верхнеангаро-Витимскому пограничному плутоническому поясу, который контролируется долгоживущей Байкальской ослабленной зоной [5]. В северо-восточной части пояса выявлены вулканоплутонические комплексы средне-позднепалеозойского этапа внегосинклинальной активизации континентальной коры [3]. Байкало-Левомамская зона трассирует, вероятно, один из молодых тектонических швов Верхнеангаро-Витимского плутонического пояса. Она прослежена на 270 км при ширине

2. Петрохимическая характеристика редкометаллоносных субщелочных гранитов и гранитондов баргузинского комплекса

Породы	Содержания компонентов															%							
	г/г																						
	n	Mo		W		Nb		Y		Zr		Sn		Sr		U		Th		n	K ₂ O	Na ₂ O	K ₂ O+Na ₂ O
		$\bar{c}$	σ	$\bar{c}$	σ	$\bar{c}$	σ	$\bar{c}$	σ	$\bar{c}$	σ	$\bar{c}$	σ	$\bar{c}$	σ	$\bar{c}$	σ	$\bar{c}$	σ				
Редкометаллоносные граниты: первой раз- дигеохимп- ческой раз- новидности	18	4,0	$\pm 2,0$	7,0	$\pm 10,0$	40	± 20	30	± 25	360	± 125	3,4	$\pm 2,2$	181	± 124	11,0	$\pm 5,0$	72	± 20	12	4,71	4,13	8,84
	29	3,3	$\pm 1,7$	2,0	$\pm 2,3$	30	± 9	19	± 8	270	± 103	4,4	$\pm 3,4$	209	± 120	8,5	$\pm 4,4$	58	± 19	25	5,33	3,50	8,83
	5	3,8	$\pm 1,1$	7,0	$\pm 4,0$	58	± 27	62	± 24	420	± 164	4,8	$\pm 1,5$	128	± 60	8,2	$\pm 2,5$	36	± 5	5	4,76	3,86	8,62
	52	3,6	$\pm 1,7$	4,0	$\pm 4,0$	36	± 14	27	± 15	315	± 118	4,1	$\pm 2,8$	192	± 116	8,4	$\pm 4,4$	58	± 18	42	5,08	3,72	8,80
Гранитонды баргузинского комплекса	38	2,3	$\pm 1,0$	1,0	$\pm 1,8$	19	$\pm 6,0$	26	± 16	270	± 153	2,0	$\pm 1,2$	670	± 270	3,5	$\pm 1,5$	15	$\pm 6,0$	18	3,85	3,72	7,57
		1,0		1,5		20		34		200		3,0		300		3,5		18					
Изверженные породы кисло- го состава (по А. П. Виногра- дову, 1962)																							

Примечание. Анализы выполнены в ЦАЛ Ижевского ПГО; n — число проб, $\bar{c}$ — среднее арифметическое значение концентраций, σ — стандартное отклонение.

40—70 км. Есть основания предполагать, что она продолжается на юго-запад еще не менее чем на 100—150 км. К зоне приурочены объекты с редкоземельным, полиметаллическим (свинцово-цинковым) и молибденовым обогащением.

Имеются признаки, свидетельствующие о существовании в районе еще одной, четвертой, зоны развития редкометаллоносных гранитов, контролируемой Курба-Калаканской глубинной системой разломов северо-восточного простираения. Фрагмент зоны устанавливается в юго-восточной части территории (см. рис. 1). Отмечается приуроченность к ней молибденоворудного объекта кварц-молибденитовой формации.

Таким образом, пространственное размещение лейкократовых и биотитовых субщелочных гранитов четырех радиогеохимических разновидностей контролируется крупными и долгоживущими разрывными структурами с неоднократно проявленными процессами тектоно-магматической активизации средне-позднепалеозойского и мезозойского этапов. Они отличаются от вмещающих гранитоидов баргузинского комплекса выраженным редкометаллоносным характером своего геохимического профиля. В публикациях, посвященных геохимии пород рассматриваемого района, отмечалось, что отдельные массивы более молодых, чем баргузинские, гранитов, относимые к различным интрузивным комплексам, обладают редкометалльной геохимической специализацией [4, 6]. В настоящей работе автор, учитывая общность радио- и петрогеохимических признаков редкометаллонос-

ных гранитов выделенных трех зон, выносит на обсуждение вопрос об объединении их в рамках единой группы образований, возможно, относящихся к единому комплексу, возрастное положение которой нуждается в уточнении.

Выявленные зоны развития редкометаллоносных гранитов контролируют размещение практически всех известных в районе рудных объектов эндогенной природы. В связи с этим представляется актуальным дальнейшее изучение их металлогенических особенностей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Афанасьев Л. М., Браун К. Н. Эволюция мезозойского магматизма в Западном Забайкалье//Гранитоиды складчатых и активизированных областей и их рудоносность. М., 1977. С. 124—171.
2. Беличенко В. Г. Каледониды Байкальской горной области.— Новосибирск: Наука, 1977.
3. Геологическая карта Бурятской АССР, масштаб 1:500 000/Сост. В. И. Давыдов, А. А. Малышев, В. П. Арсентьев и др. М.: Аэрогеология, 1980.
4. Геохимическая цикличность гранитоидного магматизма Байкальской складчатой области/В. Н. Метик, Н. А. Кузина, М. В. Федоров, В. Е. Руденко//Геохимические методы для решения задач практической геологии. Л., 1986. С. 85—90.
5. Красный Л. И. Геология региона Байкало-Амурской магистрали.— М.: Недра, 1980.
6. Литвиновский Б. А., Завилевич А. Н. Палеозойский гранитоидный магматизм Западного Забайкалья.— Новосибирск: Наука, 1976.
7. Объяснительная записка и металлогеническая карта региона Байкало-Амурской магистрали, масштаб 1:1 500 000/Гл. ред. Ю. В. Богданов.— Л.: ВСЕГЕИ, 1981.
8. Салон Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. 2.— М.: Недра, 1967.

Принята редколлегией 30 января 1989 г.

ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

УДК 550.831

© А. Г. Гайнанов, Л. Э. Левин,
Н. Б. Сажина, 1991

Новые гравиметрические карты

А. Г. ГАЙНАНОВ (МГУ), Л. Э. ЛЕВИН,
Н. Б. САЖИНА (ВНИИЗарубежгеология)

В связи с широким развитием гравиметрических исследований на континентах и особенно в Мировом океане важное значение имеет обобщение ма-

териалов мировой гравиметрической съемки. При составлении «Карты аномалий силы тяжести зарубежных территорий и Мирового океана масштаба

1: 15 000 000» [10] для континентов принята редукция Буге ($\sigma = 2,67 \text{ г/см}^3$), для океанов и морей — в свободном воздухе. Сечение изоаномал на континентах, как правило, 20 мгал, на море 25 мгал, что для континентов обеспечено густотой и точностью съемок территорий, за исключением Антарктиды. Для океанов в связи с редкой сетью съемочных маршрутов сечение 25 мгал носит условный характер. Плотность наблюдений в большинстве регионов Мирового океана позволяет с достаточной точностью получить значения аномалий силы тяжести в свободном воздухе, осредненные по одноградусным трапециям.

Для исключения гравитационного эффекта топографии дна и водной толщи, заполняющей ложе океанов, необходимо в аномалии силы тяжести в свободном воздухе вводить поправку Буге за дефект масс между уровнем океана и океанским дном, т. е. получить аномалии в редукции Буге. Однако вычисление поправки Буге по формуле притяжения бесконечного плоскопараллельного слоя приводит к большим погрешностям (до ± 60 мгал) для районов с резкими изменениями рельефа дна (рифтовые зоны, островные дуги, подводные хребты, горы); в таких случаях требуется вводить соответствующую поправку.

В этой связи целесообразно использовать гравиметрические карты в редукции Гленни, т. к. в них учитывается гравитационный эффект топографических масс всей Земли и компенсационных масс за пределами зоны 0—222 км [5, 8]. Аномалии Гленни (или модифицированные аномалии Буге) близки к аномалиям Буге по амплитудам и в них полностью сохраняется влияние глубинных границ коры и литосферы.

Сотрудниками кафедры геофизики геологического факультета МГУ с участием ГАИШ МГУ, ИФЗ АН СССР, ЦНИИГАиК, ВСЕГЕИ составлены гравиметрические карты Атлантического, Тихого и Индийского океанов по осредненным (в $1^\circ \times 1^\circ$ трапециях) значениям аномалий силы тяжести в свободном воздухе и в редукциях Буге, Гленни и изостатической [2, 3, 4, 6, 7, 9]. При составлении таких карт осредненных аномалий в свободном воздухе использовались опубликованные гравиметрические карты океанов, переход-

ных зон от континентов к океанам, каталоги, таблицы [10, 11, 12, 15]. Применялись материалы в Потсдамской системе международных опорных гравиметрических пунктов, нормальные значения силы тяжести вычислены по международной формуле 1930 г. Карты, составленные по средненным значениям аномалий силы тяжести, имеют некоторые преимущества по сравнению с составленными непосредственно по наблюдаемым аномалиям: уменьшается влияние случайных ошибок наблюдений, рельефа и локальных плотностных неоднородностей земной коры.

По оценкам ЦНИИГАиКа, средние квадратические погрешности осредненных аномалий находятся в пределах $\pm 5 \dots \pm 25$ мгал и зависят от изученности трапеций и сложности гравитационного поля. Максимальные погрешности характерны для глубоководных желобов и островных дуг, минимальные — для океанических впадин [5, 9]. С учетом погрешности осредненных аномалий сечение изоаномал для гравиметрических карт океанов выбрано равным 20 и 40 мгал [2, 4, 7]. Карты в редукции Гленни и «Гравиметрическая карта Мира» [10] позволяют сравнить гравиметрические поля различных геотектонических элементов континентов, океанов и переходных зон континент — океан (рис. 1, 2).

С этой целью гравиметрическая карта Мира была трансформирована в схему районирования аномального гравитационного поля континентов и океанов масштаба 1: 25 000 000 и, в свою очередь, сопоставлена с «Тектонической картой Мира масштаба 1: 25 000 000» [13, 14]. На указанной схеме, приведенной в сильно уменьшенном варианте (см. рис. 2), аномалии силы тяжести разделяются по знаку и интенсивности: линейные на три категории — крайне высокой, высокой и низкой интенсивности; изометрические на две — пониженной интенсивности, преимущественно отрицательные, но все же близкие к нулю в пределах континентальной коры, и знакопеременные, крайне низкой интенсивности — для океанской коры. Выявляются также зоны больших градиентов аномалий, отвечающие трансформным разломам, и зоны малых градиентов других приразломных аномалий.

Районирование поля силы тяжести и общий анализ позволили сделать ряд



Рис. 1. Гравиметричная карта Мирового океана в редукции
Гленин (нормальная Международная формула 1930 г.). Составили

А. Г. Гайланов, Т. П. Захаров, М. Б. Желобов, В. Р. Мелихов.



Рис. 2. Схема районирования аномального гравитационного поля океанов (в свободном воздухе) и континентов (в редукции Буге). Составил Л. Э. Левин:

линейные отрицательные аномалии с дифференциацией по интенсивности: 1 — крайне высокой, 2 — высокой, 3 — низкой; линейные положительные порой близкие по конфигурации к изометрическим анома-

лии с дифференциацией по интенсивности: 4 — крайне высокой, 5 — высокой, 6 — низкой; 7 — изометрические аномалии; 7а — отрицательные пониженной интенсивности в пределах континентальной коры, 7б — то же, но с элементами линейности в области траппов; 8 — накопленные крайне низкой интенсивности в пределах коры; а — океанической, б — субокеанической; 9 — зоны резких градиентов аномалий, отвечающие трансформным и другим разломам.

заключений о тектонической классификации гравитационного поля и его взаимосвязях с тектоникой континентов и океанов и переходных областей континент — океан.

Континенты. В пределах континентов отчетливо обособляются гравитационные поля для трех тектонических типов: 1) внутри- и окраинно-континентальных подвижных поясов совместно с прилегающими частями древних и молодых платформ, или другими словами, подвижных поясов и метаплатформ; 2) внутренних областей древних и молодых платформ; 3) внутриконтинентальных рифтов.

Поле подвижных поясов представлено линейными отрицательными аномалиями от крайне высокой ($-120 \dots -550$ мгал) до низкой ($-80 \dots -40$ мгал) интенсивности. Наиболее протяженные (в совокупности 15 500 км) эти аномалии в Андах и Кордильерах, где они отвечают Восточно-Тихоокеанскому окраинно-континентальному подвижному поясу в целом. На западе они продолжают аналогичными аномалиями, сопровождающими Верхоянско-Чукотскую систему мезозонд, а на юге прослеживаются вплоть до Антарктиды. Для поперечного сечения пояса устанавливается тенденция к снижению градиента аномалий от крайне высокой интенсивности в осевой зоне к низкой на периферии.

Отрицательные аномалии высокой интенсивности характерны для гетерогенных сооружений всех других подвижных поясов — Центральноевразийского, южной части Западно-Тихоокеанского (Восточная Австралия и Новая Зеландия). Вкрест простираения подвижных поясов интенсивность и градиент снижаются, отражая постепенный переход в глубь континентов к преимущественно изометрическим аномалиям платформ. Общей для всех поясов закономерностью в соотношениях между аномалиями различной интенсивности является их градиент, который достигает в Гималайско-Тибетском секторе Центральноевразийского пояса экстремального значения: 280 мгал на 100 км.

Урало-Охотская и Средиземноморская ветви Центральноевразийского пояса отличаются рядом специфических черт. На меридиане Индостанской платформы они отражены единой областью крайне высоких отрицатель-

ных аномалий (до 550 мгал), достигающей в поперечном сечении 4 тыс. км. Эта область охватывает систему разновозрастных сооружений от Гималаев до Анабарского массива включительно. На востоке аномалии высокой интенсивности приобретают черты и субмеридиональной антисредиземноморской ориентировки, включая сложную мозаику генетически различных тектонических элементов Китая. Они оказываются присущими как складчато-надвиговому, так и эпилатформенным орогенам.

К западу, востоку и юго-востоку от указанной области аномалии испытывают виргацию при одновременном понижении степени интенсивности. На всем протяжении Средиземноморской ветви от Сулейман-Киртара до Пиренеев преобладают линейные аномалии низкой интенсивности ($-40 \dots -80$ мгал), тогда как аномалии высокой ($-80 \dots -120$ мгал) и крайне высокой интенсивности (более -120 мгал) образуют лишь как бы отдельные ячеи. На юго-востоке Средиземноморской ветви отрицательные аномалии, сопровождающие разновозрастные складчато-надвиговые сооружения герцинид и киммерид, обтекают изометрические аномалии Индосинийского срединного массива и образуют разрез между этим массивом и Китайско-Корейской древней платформой. Отрицательные аномалии на юго-востоке Средиземноморского пояса отмечают их непосредственное продолжение в пределы переходной области континент—океан Юго-Восточной Азии. На северо-западе Урало-Охотской ветви линейные аномалии низкой интенсивности трассируют продолжение ее структур под чехлом Западно-Сибирской плиты.

Аномалии пониженной интенсивности характерны также для Северо-Атлантического (каледонско-герцинские сооружения Аппалачей, Скандинавии и Британии), крайних северной и южной частей Западно-Тихоокеанского (Верхояно-Чукотская область киммерид, каледонско-герцинская Восточной Австралии, байкало-киммерийская запада Новой Зеландии) подвижных поясов. Некоторое увеличение интенсивности аномалий (до -120 мгал и более) устанавливается только в пределах неотектонических деформаций различного вида: кайнозойского эпилатформенного орогена Нового Южного

Уэльса; вулканической цепи на о-ве Северном Новой Зеландии; молодого Момского рифта, пересекающего киммериды Верхояно-Чукотской области.

Подвижные пояса по направленности глубинных процессов подразделяются на два типа: преимущественно коллизийные — образовавшиеся в обстановке преобладающего сжатия и концентрации под астеносферой материала повышенной плотности (Альпы, Кавказ, островные дуги); возникшие вследствие подъема разогретого вещества мантии пониженной плотности и находящиеся в условиях растяжения — охватывают в основном эпиплатформенные орогены [9].

Отрицательные аномалии подвижных поясов обусловлены как повышенной мощностью коры, так и разуплотнением верхней мантии и отчасти коры. Степень разуплотнения значительно меняется по простиранию поясов — увеличивается по мере омоложения их, но в любом случае оказывается максимальной под эпиплатформенными орогенами. Разуплотнение неразрывно связано также с сокращением мощности литосферы до 50—80 км — в альпидах и областях новейшего эпиплатформенного орогенеза и до 100—150 км — в герцинидах. В отдельных горных сооружениях гравитационные минимумы образуют специфическую диаду с положительными аномалиями (Эллинды, Альпы, Апеннины, Аппалачи), обусловленную обдукцией клиньев древней океанской литосферы.

Гравитационное поле подвижных поясов характеризуют и основные особенности распределения интенсивности аномалий: зависимость от времени становления складчато-надвиговых сооружений — интенсивность и градиент поля увеличиваются по мере их омоложения; взаимосвязь с направленностью геодинамических процессов в верхней мантии и коре; понижение интенсивности по простиранию подвижных поясов к их окончаниям.

Поле внутренних областей древних и молодых платформ отличается прежде всего низкой интенсивностью, изменяющейся от 0 до —20 ... —40 мгал с градиентом 0,44—1,3 мгал на 100 км. Исключение составляют лишь отдельные крупные блоки (Прикаспийская впадина, отчасти Галф-Кост), отражающиеся положительными аномалиями, но тоже низкой интенсивностью.

Поле платформ может рассматриваться в целом как изометрическое, состоящее из сложного сочетания изометрических и линейных аномалий. Первые отвечают преимущественно древним, архейским ядрам консолидации, а вторые — тектоническим структурам, возникшим в обстановке растяжения, сменившегося в ряде случаев сжатием. К последним относятся позднепротерозойские рифтовые трог (типы Пачелмского); зоны проницаемости в областях распространения покровов платобазальтов. Подобные аномалии имеют место и на молодых платформах при растяжении коры вплоть до замещения ее корой субокеанской, например, в пределах Североморской и Западно-Сибирской синеклиз.

Природа аномалий древних и молодых платформ различна: первые (за исключением районов позднейшей тектоно-магматической деструкции) имеют преимущественно коровую природу; на вторые (совместно с упомянутыми районами) существенно влияют плотностные неоднородности мантии. Последнее — признак крайне приподнятого положения кровли астеносферы.

Поле внутриконтинентальных рифтов представлено линейными аномалиями. Докайнозойские рифты фиксируются преимущественно положительными аномалиями с градиентом 3 мгал на 100 км, размерами 1800×100 км, кайнозойские — отрицательными максимальной интенсивностью до —240 мгал (Восточно-Африканские рифты), градиентом 20 мгал на 100 км и размерами 3800×450 км. Проникновение пород верхней мантии в кору и литосферу до глубин 25 км (рифт Грегори) может вызвать наличие внутренней локальной зоны положительных аномалий на фоне отрицательных.

Отрицательные линейные аномалии интенсивностью от —80 до —300 мгал распространены и в пределах областей гляциоизостатических опусканий Гренландии и Антарктиды, где трассируют специфические подледные системы рифтов, образовавшиеся вследствие одновременного действия процессов раздавливания континентальной коры под действием нагрузки ледника и подъема разогретого вещества мантии (Р. М. Деменицкая).

На основе совместного количественного анализа гравиметрических и сейсмических данных выявлены главные

закономерности плотностных моделей различных тектонических структур континентов. Земная кора характеризуется градиентно-слоистым нарастанием плотности с глубиной. Наибольшей дифференцированностью отличается верхняя ее часть. Плотностные модели крупных тектонических структур отвечают требованиям изостатической компенсации, которая обусловлена изменением и мощности коры, и плотности слагающих ее пород. Для платформенных областей, особенно щитов и антеклиз, характерны увеличение мощности земной коры и уменьшение ее средней плотности. Прогибам и впадинам соответствуют сокращение мощности консолидированной коры и часто ее уплотнение, орогенным сооружениям — увеличение мощности, а также снижение средней плотности коры и верхней мантии. Часто отмечаются закономерное смещение корней гор относительно высоких вершин и расположение их под блоками плотных пород. В областях древних складчато-надвиговых структур выявляется погружение подошвы коры. Наибольшая плотностная дифференциация устанавливается в складчато-надвиговых подвижных поясах, наименьшая — в платформенных.

Океаны. В пределах океанов можно выделить три основных тектонических типа гравитационных аномалий в каждой из редукций (в свободном воздухе, Буге, Гленни и изостатической): 1) внутриокеанских подвижных поясов — срединных хребтов; 2) океанских котловин; 3) вулканогенных сводовых и глыбовых поднятий, хребтов.

Внутриокеанские подвижные пояса — срединные хребты — характеризуются небольшими относительными увеличениями аномалий в свободном воздухе, близкими к нулю изостатическими аномалиями и региональными уменьшениями аномалий Буге и Гленни.

Так, над Восточно-Тихоокеанским поднятием аномалии в свободном воздухе возрастают до $+20 \dots +60$ мгал; аномалии Буге и Гленни уменьшаются над гребнем поднятия до $+120 \dots +140$ мгал по сравнению с интенсивными (до $+320 \dots +360$ мгал) аномалиями примыкающих частей глубоководных котловин. Срединно-Атлантический хребет на всем протяжении с севера на юг прослеживается по относительно повышенным (до $+40 \dots$

$+80$ мгал) аномалиям в свободном воздухе и пониженным — Буге и Гленни в сравнении с полем над примыкающими с запада и востока глубоководными котловинами. Срединные хребты Индийского океана также выделяются несколько повышенными аномалиями в свободном воздухе и пониженными (до $+160 \dots +200$ мгал) Буге и Гленни.

Крупные трансформные разломы хорошо прослеживаются по общему изменению простираения изолиний, по линейным зонам интенсивных положительных и отрицательных аномалий в свободном воздухе и резкому возрастанию горизонтальных градиентов аномалий силы тяжести. Наиболее вероятной причиной такого характера аномалий является резкое изменение мощности литосферы по обе стороны от трансформного разлома.

На аномальное понижение поля в редукции Гленни и Буге Срединно-Атлантического хребта накладывается влияние субширотных зон, осложняющее наблюдаемое гравитационное поле. Так, в районе Исландии, Исландско-Гренландского и Фареро-Исландского порогов аномалии Буге и Гленни с амплитудами $+120 \dots +160$ мгал, характерные для хребтов Рейкьянес и Кольбейнсей, пересекаются субширотной зоной пониженных аномалий Буге и Гленни с минимумом до -30 мгал над Исландией. В районе Азорских островов субширотная зона пониженных до $+110 \dots +100$ мгал аномалий Буге прослеживается за пределами срединного хребта до Большой Ньюфаундлендской банки на западе и до Гибралтара на востоке. Такие осложнения аномалий Буге намечаются к северу и югу от Азорских островов, в районе островов Тристан-да-Кунья, возвышенности Рио-Гранде, Китового хребта и т. д.

Области глубоководных океанских котловин с глубинами дна $3-6$ км характеризуются близкими к нулю, положительными или отрицательными аномалиями в свободном воздухе и изостатическими, а также интенсивными (до $+440 \dots +460$ мгал) аномалиями Буге и Гленни. По среднему уровню аномалий силы тяжести котловины океанов существенно отличаются. Так, Северо-Западная, Северо-Восточная, Восточно-Марианская и Центральная котловины Тихого океана

фиксируются в основном отрицательными, а Филиппинская и Каролинская котловины — преимущественно положительными аномалиями в свободном воздухе. Средняя разность аномалий, отмечаемых над этими котловинами — около 40 мгал — хорошо согласуется со спутниковыми данными.

Северо-Восточная котловина, и особенно ее области, осложненные трансформными разломами и примыкающие к Северной Америке, характеризуются пониженными (до $+250 \dots +350$ мгал) аномалиями Буге и Гленни. Наиболее интенсивные аномалии Буге и Гленни ($+400 \dots +450$ мгал) выявлены на западе Северо-Западной и в Филиппинской котловинах. Над котловинами Атлантического океана наблюдается явная асимметрия: на западе интенсивность аномалий на 10—15 мгал ниже, чем на востоке. Так, над Северо-Американской и Гвианской котловинами аномалии в свободном воздухе понижаются до $-40 \dots -50$ мгал, а над котловинами восточной Атлантики преобладают положительные аномалии в свободном воздухе. Котловины Индийского океана также выделяются различной интенсивностью аномалий силы тяжести. Наиболее пониженные аномалии в свободном воздухе (до $-60 \dots -80$ мгал) характерны для северной части Центральной котловины. Аномалии Буге и Гленни над котловинами интенсивные, положительные; максимальные (до 420—440 мгал) — над Африканско-Антарктической котловиной.

Области вулканогенных, сводовых и глыбовых поднятий, хребтов и гор выделяются повышением по сравнению с полем окружающих котловин аномалий в свободном воздухе (до $+100 \dots +200$ мгал) и несколько пониженными аномалиями Буге и Гленни. Так, над Гавайским хребтом аномалии в свободном воздухе превышают $+200$ мгал, а Буге и Гленни понижаются до $+220$ мгал. Аномалии в указанных редукциях достигают соответственно над Императорским хребтом $+140$ и $+200 \dots +180$ мгал; над Маскаренским хребтом — $+60 \dots +80$ и $+4 \dots +30$ мгал; над Восточно-Индийским хребтом $+50 \dots +60$ и $+140 \dots +160$ мгал.

Переходные области континент—океан. Гравитационное поле таких областей подобно полям континентов и океанов отчетливо дифференцируется

на три типа: 1) собственно активных окраин; 2) переходных областей к активным окраинам и окраинам, испытывавшим трансформацию из пассивной в активную; 3) пассивных окраин.

Поле активной окраины, т. е. триады желоб — преддуговое поднятие — дуга, после классической работы Ф. Венинг-Мейнеса остается предметом дальнейшего анализа и детализации [2, 3, 11, 12]. Ведущий его элемент — диада (иногда триада) линейных гравитационных аномалий различной, но преимущественно высокой и крайне высокой интенсивности во всех редукциях. Интенсивные отрицательные аномалии в свободном воздухе (до -311 мгал) образуют либо одну зону, приуроченную к оси глубоководного желоба, либо две — вдоль оси желоба и преддугового прогиба, разделенные положительной аномалией. Градиенты аномалий достаточно высокие. В случае отрицательных аномалий с максимальным значением 300 мгал они составляют 12 мгал на 100 км, затем снижаются до 4—1,45 мгал на 100 км. При положительных аномалиях с максимальным значением в 200 мгал они возрастают до 20 мгал на 100 км и по мере падения интенсивности уменьшаются до 0,75—1 мгал на 100 км. Вулканы островных дуг отражаются в гравитационном поле по-разному: при преобладании базальтовой магмы — положительной аномалией с длиной волны 20 км и амплитудой аномалий 30 мгал; в случае известково-щелочной магмы — отрицательной аномалией с длиной волны до 100 км и амплитудой 60 мгал.

Пояс отрицательных аномалий в свободном воздухе при переходе от желоба к океану обрамлен поясом менее интенсивных положительных аномалий, хорошо коррелируемых с краевыми поднятиями дна.

Поле переходных областей к активным окраинам подразделяется на два подтипа: переход к современным и к древним окраинам, т. е. испытывавшим трансформацию из пассивной в активную окраину. Первый соответствует краевым морям Западно-Тихоокеанского подвижного пояса, морям Скотия и Карибскому, а также Тирренскому и Эгейскому морям в Средиземноморском регионе. Он характеризуется сложным сочетанием линейных аномалий низкой и средней интенсив-

ности с изометрическими. Градиент аномалий в свободном воздухе высокий для отрицательных — 20 мгал на 100 км и относительно низкий для положительных — от 8,3 до 0,66 мгал на 100 км.

Второй подтип включает остальные моря Средиземноморско-Черноморского региона и Мексиканский залив. Здесь фиксируется сложная мозаика аномалий в свободном воздухе всех типов, но повсеместно с резкими градиентами. Для отрицательных крайне высокой интенсивности (более 200 мгал) градиент порядка 50 мгал на 100 км, высокой интенсивности — 40 мгал на 100 км и низкой — 26 мгал на 100 км. Положительные аномалии имеют градиенты 33—10 мгал на 100 км, а изометрические — 0,9.

Аномалии в свободном воздухе обоих подтипов, крайне высокие (более 120 мгал) как отрицательные, так и положительные, отражают лишь отдельные неуравновешенные тектонические блоки, представляющие собой: 1) реликты позднемезозойско-раннекайнозойских островных дуг (хребет Бауэрса в Беринговом море); 2) некоторые вулканогенные хребты в морях Тасмановом и Коралловом; 3) отдельные позднекайнозойские морские впадины (Критская и Альборанская котловины); 4) зоны обдукции мезозойской коры Тетиса (остров Кипр).

Общая направленность изменения гравитационных аномалий в различных редукциях с учетом результатов других геофизических методов позволила провести районирование переходных зон по распространению ведущих типов коры — от континентальной до океанской [1, 2, 11, 12].

Поле переходных областей пассивной и трансформной окраин регистрируется в Индийском и Атлантическом, а также на северо- и юго-восточном обрамлении ложа Тихого океана. Оно представлено сочетанием линейных отрицательных аномалий в свободном воздухе средней и низкой интенсивности с положительными аномалиями той же интенсивности (краевой эффект Гельмерта). Градиенты их достаточно высокие: 26—30 мгал на 100 км в случае отрицательных и 9—20 мгал — положительных аномалий. Аномалии Буге и Гленни резко возрастают от близких к нулю у побережья до интенсивных положительных над котло-

винами океанов. Преобладает продольное простираание аномалий по отношению к побережью континентов, однако на севере Индийского (Аравийская и Бенгальская котловины) и на продолжении рифта Бенуэ в Гвинейской котловине Атлантического океана отмечается поперечное. В Аравийской и Бенгальской переходных зонах поле силы тяжести осложнено линейными отрицательными аномалиями высокой (более 80 мгал) интенсивности и значительной протяженности. Такие же аномалии, но продольной ориентировки и меньшей протяженности, выделяются на окраинах Северо-Американской и Южно-Австралийской котловин. Все это обусловлено вариацией плотности по латерали и повышенной мощностью осадочного чехла [3, 8, 14].

В разных сегментах пассивных окраин ширина системы полосовых аномалий, отвечающих коре рифтового типа, изменяется от 50 до 300 км, что и определяет контуры переходной зоны континент—океан. Граница же между типично океанской и рифтовой корой надежно диагностируется лишь при сопоставлении контуров зоны спокойного магнитного поля с океанским ограничением гравитационных линейных аномалий. Известны и обратные случаи, как, например, в Сенегальской переходной зоне, когда упомянутая граница, т. е. зона развития океанской коры, клиновидно внедряется в глубь континента.

По продольной ориентировке и наличию триады аномалий в свободном воздухе внутренней части шельфа отвечает отрицательная, континентальному склону — положительная, а его подножию — вновь отрицательная аномалии. Положительная аномалия интенсивностью 25—30 мгал связана с относительно близким к поверхности положением фундамента или основных магматических пород, отрицательная интенсивностью до 75—80 мгал — с зонами максимальной мощности осадочной толщи как на внутреннем шельфе, так и на континентальном подножии. По отрицательным аномалиям удается также наметить контуры распространения соляных куполов, а по положительным — крупные рифовые массивы. При количественной интерпретации аномалий в свободном воздухе при этом необходимо исключить влияние краевого эффекта Гельмерта.

Существенно новым оказалось наличие многих поперечных систем линейных положительных аномалий (окраины Австралии, юга Африки и др.), связанных с рифтами крайне сокращенного, абортивного цикла развития, не вызвавшего крупного грабенообразования. Подобная ситуация обнаруживает дискретность образования пассивных окраин с возникновением на многих отдельных участках тройного сочленения рифтов. Особенно сложная мозаика положительных и отрицательных аномалий в свободном воздухе отмечается на севере Атлантического океана, т. е. в области наиболее молодой океанской коры и медленного спрединга.

Составление и издание новых глобальных гравиметрических карт в разных редукциях необходимо для решения многих теоретических задач: детализации тектонического районирования Земли; определения контуров крупных осадочных бассейнов и трассирования погребенных пластин древней океанской коры в складчато-надвиговых поясах; выяснения взаимосвязей эволюции верхней мантии и коры; разработки общей теории геодинамики нашей планеты. В практическом аспекте это будет способствовать выбору направлений поисков в океанах и на континенте месторождений углеводородов, а также различных типов руд, прежде всего в пределах складчато-надвиговых сооружений орогенов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аномалии силы тяжести в редукции Гленни и возраст литосферы океанов/А. Г. Гайнанов, Т. П. Захарова, Тон Тик Ай, А. А. Шрейдер//Изв. АН СССР. Физика Земли. 1989. № 7. С. 79—81.
2. Ващилов Ю. Я., Гайнанов А. Г., Строев П. А. Слоисто-глыбовая структура земной коры и верхней мантии по гравиметрическим данным в Японском, Охотской и Беринговом морях//Морские гравиметриче-

- ские исследования. 1969. Вып. 4. С. 80—92.
3. Гайнанов А. Г. Гравиметрические исследования земной коры океанов.— М.: Изд-во МГУ. 1980.
4. Гравиметрические карты Тихого океана и Тихоокеанского пояса в редукциях в свободном воздухе и Буге масштабов 1:10 000 000, 1:30 000 000/А. Г. Гайнанов, Л. И. Красный, П. А. Строев и др.— Л.: ВСЕГЕИ, 1978.
5. Гравитационное поле Атлантики и методика его изучения: Объяснительная записка к гравиметрической карте Атлантического океана М 1:20 000 000/М. Е. Артемьев, Т. П. Бабаева, И. Е. Вайденцкий и др.— Л.: НИИГА, 1981.
6. Гравитационные аномалии и плотностные модели земной коры и литосферы Тихого океана/А. Г. Гайнанов, Д. А. Гиллод, В. Р. Мелехов, П. А. Строев//Геофизические поля Тихого и Индийского океанов. М., 1988. С. 36—44.
7. Гравитационные аномалии и плотностные модели литосферы Индийского океана/А. Г. Гайнанов, А. А. Булычев, Д. А. Гиллод и др.//Вестник МГУ. 1984. № 4. С. 74—81.
8. Изостазия и гравитационное поле Северной Атлантики/М. Е. Артемьев, Т. П. Бабаева, И. Е. Вайденцкий и др.— М.: Наука, 1987.
9. Объяснительная записка к гравиметрической карте Тихого океана и Тихоокеанского подвижного пояса/А. Г. Гайнанов, Л. И. Красный, П. А. Строев и др.— Л.: ВСЕГЕИ, 1979.
10. Сажина Н. Б. Карта аномалий силы тяжести зарубежных территорий и Мирового океана масштаба 1:15 000 000.— М.: ВНИИЗарубежгеология, 1986.
11. Строев П. А. Гравиметрическая карта переходной зоны от Азиатского материка к Тихому океану в районе Японской островной дуги.— М.: Центргеология, 1979.
12. Строев П. А. Гравиметрическая карта Восточно-Китайского моря.— М.: Центргеология, 1985.
13. Хаин В. Е., Левин Л. Э., Кузнецов Ю. Я. Тектоническая карта Мира масштаба 1:25 000 000.— М.: ВНИИЗарубежгеология, 1977.
14. Хаин В. Е., Левин Л. Э. Основные черты тектоники континентов и океанов.— М.: ВНИИЗарубежгеология, 1980.
15. Bowin C., Warsi W., Milligan J. Fair-air gravity anomaly atlas of the world//Geol. Soc. of Amer. Map and Chart Series. NMC-46, 1982.

Принята редколлегией 28 мая 1990 г.

Развитие международного научно-технического сотрудничества Министерства геологии СССР

С 3 по 5 октября 1990 г. в г. Мадриде Технологическим горно-геологическим институтом Испании (Геоминера), фактически исполняющим функции общегосударственной геологической службы Испании, было организовано представительное совещание по горнодобывающей промышленности восточноевропейских стран. В этом совещании участвовала делегация Министерства геологии, возглавлявшаяся министром геологии СССР т. Габриэлянцем Г. А. Делегация использовала пребывание в Испании для проведения ряда переговоров и деловых встреч с целью развития сотрудничества в области геологии.

В результате переговоров между министром геологии СССР Г. А. Габриэлянцем и генеральным директором Геоминеры Эмилио Льюенте Гомесом был подписан Протокол о договоренности между Министерством геологии СССР и Технологическим горно-геологическим институтом Испании.

Протоколом определено, что для дальнейшего развития сотрудничества взаимовыгодный интерес могут представлять работы по прогрессивным технологиям, методам и методикам геологоразведочных работ в области геологического и металлогенического картографирования; прогноза и поисков месторождений цветных и благородных металлов, комплексного использования их руд; систем учета ресурсов и запасов минерального сырья; гидрогеологии, водообеспечения и защиты подземных вод от загрязнения; компьютерных систем сбора и обработки геологической информации.

Первоочередной интерес представляет организация сотрудничества по темам: методы металлогенического анализа и составления металлогенических карт в масштабе 1:200 000; методы и методики геохимических поисков месторождений полезных ископаемых; методология моделирования месторождений полезных ископаемых; организация визитов испанских и советских специалистов на месторождения Испании и СССР, а также организация геотуризма; обмен информацией на основе геологических баз данных; информация о геофизической аппаратуре, производимой в СССР для геологоразведочных работ; гравиметрические методы геологоразведочных работ; геофизические методы для решения проблем загрязнения подземных вод; программные средства для анализа геофизических данных; технология подземной газификации углей.

Протоколом отмечено, что руководители соответствующих департаментов и специалисты Технологического горно-геологического института посетят организации Министерства геологии СССР с целью ознакомления с имеющимися прогрессивными технологиями работ в указанных выше областях и определения форм и условий реализации технологий, методов и методик в Испании, либо совместно с Министерством геологии СССР в третьих странах.

Координация работ по советско-испанскому

сотрудничеству в рамках Протокола возложена на Отдел научно-технического прогресса Министерства геологии СССР, а организация этого сотрудничества — на Отдел внешнеэкономических связей Мингео СССР.

В результате переговоров между министром геологии СССР Г. А. Габриэлянцем и министром геологии и минеральных ресурсов КНР Чжу Сунем 12 октября 1990 г. в г. Москве был подписан Протокол о развитии научно-технического сотрудничества в области геологии между Министерством геологии СССР и Министерством геологии и минеральных ресурсов КНР.

Согласно Протоколу, это сотрудничество должно обеспечивать совместную деятельность и осуществляться в форме реализации проектов совместных работ, обменных визитов ученых и специалистов, совместных совещаний, семинаров и рабочих встреч, обмена научными данными, геологическими изданиями и картами, геологическими образцами, публикации статей и других материалов советских и китайских ученых и специалистов соответственно в китайских и советских изданиях.

Протоколом определены следующие первоначальные направления сотрудничества: региональная геология, тектоника, стратиграфия, палеонтология; магматизм и метаморфизм; глубинные исследования недр; геологическое картографирование; геоэкология; металлогения и минерация; месторождения нефти и газа; месторождения твердых полезных ископаемых; гидрогеология и инженерная геология; геохимия; охрана недр; дистанционное зондирование; системы учета минерально-сырьевых ресурсов и запасов; комплексное использование минерального сырья; автоматизированные системы обработки комплексной геологической информации; техника и технология буровых работ; техника и технология горнопроходческих работ; методы и аппаратура геофизических работ; аналитические методы; информационные системы; морская геология.

Предусмотрено, что права на научно-техническую продукцию, созданную в результате сотрудничества, формы и способы ее реализации определяются в проектах по темам сотрудничества. Будут предприняты необходимые действия для реализации совместно созданной научно-технической продукции в каждой из стран и в третьих странах как на коммерческой, так и не на коммерческой основе.

Протоколом также отмечено, что советско-китайское сотрудничество осуществляется непосредственно между организациями после согласования и одобрения его координаторами — Отделом научно-технического прогресса Министерства геологии СССР с советской стороны и Департаментом международного сотрудничества министерства геологии и минеральных ресурсов с китайской стороны.

Новости юношеского геологического движения страны

Н. Н. КОЗИН, В. Н. МИШИЕВ, Д. А. БУЛАВИНЦЕВ (Мингео СССР),
И. С. РОЗЕНБЛЮМ (Севвостгеология)

Учредители юношеского геологического движения страны — Министерство геологии СССР, Центральный комитет ВЛКСМ, Государственный комитет СССР по народному образованию, Центральный комитет профсоюза рабочих геологоразведочных работ — организовали проведение с 21 по 27 августа 1990 г. в г. Киеве VIII Всесоюзного слета юных геологов.

В слете принимали участие 336 юных геологов — победителей республиканских, территориальных и областных слетов, а также 42 геолога-наставника и 44 учителя. Особенностью слета явилось участие делегации США — 11 учителей и школьников во главе с президентом Национальной ассоциации учителей по научным дисциплинам, руководителем национальной программы довузовского геологического образования доктором Бонни Дж. Бранкхорст. Делегация была приглашена на слет в рамках сотрудничества в области наук о Земле между Министерством геологии СССР и Геологической службой США.

На слете были подведены итоги юношеского геологического движения в СССР за период после проведения VII Всесоюзного слета юных геологов в г. Уфе в 1987 г. За это время в юношеском геологическом движении приняло участие свыше 130 тыс. школьников, которые работали в юношеских геологических партиях и кружках юных геологов по заданиям производственных геологических организаций. Школьники осваивали методику прохождения геологических маршрутов, описания обнажений, учились промывать шлихи и выполнять радиометрические исследования, собирали образцы горных пород, руд и минералов для школьных музеев. Для них были прочитаны лекции по различным проблемам геологии, проводились слеты и олимпиады.

Работа по пропаганде геологических знаний среди школьников весьма активно осуществляется в Магаданской области: организовано 56 выставок, 10 школьных геологических музеев, 50 выступлений по радио и телевидению, помещено в газетах более 200 публикаций, прочитано более 1250 лекций. За 1988—1990 гг. проведено 10 слетов и 3 олимпиады с числом участников соответственно 630 и 140. Значком «Юный геолог Магаданской области» награждено 157 школьников, значком ЦК ВЛКСМ и Министерства геологии СССР «Юный геолог» — 30.

На территории Магаданской области около 400 юных геологов занималось в 29 геологических кружках при Домах пионеров, школах и геологических экспедициях. В течение трех полевых сезонов 600 школьников работало в производственных партиях в должности маршрутных рабочих, промывальщиков, радиометристов, рабочих геофизических, геохимических и топографических отрядов. Кроме того, 660 школьников участвовало в полевых исследованиях в составе 14 юношеских геологических партий, которыми выполнено 82 задания геологических организаций. Юными геологами пройдено 1120 пог. км поисковых маршрутов,

отобрано 1180 штучных, 13000 геохимических, 280 шлиховых проб, проведено свыше 1300 радиометрических наблюдений, собрана богатая коллекция пород и минералов, в том числе камнесамоцветного сырья.

В результате поисковых работ обнаружено более 50 проявлений благородных, цветных и редких металлов, камнесамоцветного сырья, цеолитов; 20 проявлений оказались перспективными и рекомендованы для дальнейшего изучения. Несколько юношеских геологических партий перешли к планомерным исследованиям в течение 2-3 полевых сезонов на выделенных геологическими экспедициями участках.

Основная часть заданий выдается юношеским геологическим партиям (ЮГП) на поиски золотых и золото-серебряных рудопоявлений. Так, совместными работами ЮГП «Искатель» (г. Магадан) и «Аметист» (п. Карамкен) по заданию Карамкенской ГРЭ на участке «Дарьял» (Ягоднинский район) в 1989 г. обнаружены геохимические аномалии золота в штоке гранит-порфирового состава, а также в его экзоконтактной зоне. Одна из аномалий связана с кварцевой жилой, несущей золотое оруденение.

При выполнении задания Дукатской ГРЭ (Омсуханский район), ЮГП «Аргентит» в 1988 г. на участке «Красивый» выявила в процессе заверки геохимических аномалий три рудопоявления с промышленным содержанием серебра, а в 1989 г. на участке «Товарищ» в пределах Кэнского рудного узла — крупную комплексную геохимическую аномалию, перспективную на серебро-полиметаллическое оруденение.

Юные геологи и. Хасын, работая по заданию Центральной геофизической экспедиции, в 1988 г. геохимическими исследованиями на участке «Уптар» подтвердили перспективность штокверкового медномolibден-порфирового рудопоявления, а в 1989 г. на участке «Верхний Хурчан» выявили комплексные геохимические аномалии, перспективные на золото-серебряное оруденение.

В результате целенаправленной пропаганды геологических знаний среди учащейся молодежи Магаданской области, непосредственного участия в полевых работах в составе производственных и юношеских геологических партий, многие школьники выбирают профессию геолога. Так, лишь за три года в вузы и техникумы геологического профиля поступило 76 юных геологов.

Высокий уровень геологических исследований характерен также для юношеских геологических партий Украинской, Киргизской, Казахской, Туркменской, Узбекской и Таджикской союзных республик, Башкирии и Якутии, Хабаровского края, Свердловской, Оренбургской, Пермской, Ростовской и Саратовской областей РСФСР, что позволило командам юных геологов этих регионов успешно выступить на соревнованиях по геологическим навыкам.

Программой VIII Всесоюзного слета юных геологов предусматривались командные сорев-

нования по 7 видам геологических навыков с целью определения степени подготовленности юных геологов к проведению полевых работ. Каждый из членов команды должен был принять участие хотя бы в одном виде соревнований.

Решением судейской коллегии победителями признаны команды: Пермской области в соревнованиях по проведению геологического маршрута и гидрогеологическим исследованиям; Украинской ССР-1 — минералогии и петрографии; Узбекской ССР — шлиховому опробованию; Оренбургской области — радиометрическим исследованиям; Туркменской ССР — составлению геологического разреза; Киргизии — топографическим измерениям. По сумме мест, полученных в 7 обязательных видах соревнований, победу одержала команда Магаданской области, которой вручен приз Главукргеологии.

В соревнованиях по топографии приняла участие команда американских школьников, которая заняла высокое место и была удостоена поощрительного приза.

Одним из важнейших мероприятий слета являлась защита отчетов о работе юношеской геологической партии, в ходе которой юные геологи защищали на научно-техническом совете слета итоги полевых и камеральных работ.

По результатам защиты отчетов были вручены призы учредителей юношеского геологического движения страны: приз Министерства геологии СССР — команде юных геологов Ростовской области за эколого-геохимические исследования территории г. Ростова-на-Дону; приз ЦК ВЛКСМ — команде Таджикской ССР за высокий научный уровень минералогических исследований пегматитов Южно-Гиссарского хребта; приз Государственного комитета СССР по народному образованию — команде Саратовской области за глубокие палеонтологические исследования осадочных отложений Поволжья; приз ЦК профсоюза рабочих геологоразведочных работ — команде Свердловской области за эффективные поисковые работы в Вишневогорском районе.

Все команды — участники VIII Всесоюзного слета представили геологические выставки, состоящие из стендов с текстовой, фотографической и картографической информацией и коллекций образцов горных пород, минералов и руд, собранных юными геологами. Экспонатами служили различные геологические макеты, красочно оформленные дневники походов, проекты, отчеты, полевые книжки, поделки из камней, сделанные руками самих ребят.

За высокое качество выставочного материала и полноту экспозиции штаб слета отметил грамотами выставки Туркменской и Таджикской ССР, Армении, Башкирии, Пермской, Челябинской, Читинской, Магаданской, Амурской, Тюменской и Свердловской областей. Выставка Узбекской ССР отличалась оригинально выполненной картой полезных ископаемых; Хабаровского края и Якутии — высокохудожественным коллекционным материалом; Оренбургской области — красивой коллекцией изделий из яшмы.

Во всех мероприятиях слета активное участие принимала делегация американских учителей и школьников. Они посетили геологические выставки, следили за ходом соревнований по геологическим навыкам, присутствовали на защите итогов полевых и камеральных работ, участвовали в соревнованиях Малой спарта-

киады. В соответствии с программой пребывания состоялась встреча с руководителями и специалистами Главукргеологии. Американские учителя и школьники ознакомились с программами обучения юных геологов нашей страны, формами организации их деятельности, опытом работы юношеских геологических партий в различных регионах СССР. Встречи с советскими школьниками, знакомство со столицей Украины оставили у американских гостей неизгладимое впечатление. Так, член делегации, координатор программ геологического обучения Геологической службы США Лорри Уоллэйс в своем письме в Министерство геологии СССР отметила, в частности, что «визит в СССР раскрыл потрясающие возможности ознакомления с советской системой довузовского геологического обучения, архитектурой Москвы и Киева, а также встреч с гостеприимными и дружелюбными советскими людьми, имеющими великую историю». Глава делегации доктор Бонни Дж. Бранкхорст в интервью Центральному радио подчеркнула увлеченность геологией советских школьников и их высокую профессиональную подготовку.

С целью дальнейшего развития сотрудничества в области довузовского геологического образования рассматривается вопрос о визите делегации юных геологов СССР в США в 1991 г.

VIII Всесоюзный слет юных геологов прошел на высоком организационном уровне. Слет показал, что наиболее эффективной формой организации работы с юными геологами являются юношеские геологические партии, выполняющие геологические задания на контрактной основе с производственными организациями, которые финансируют деятельность юношеских партий и осуществляют приемку полевых материалов. Слет показал, что юношеское геологическое движение страны является массовым, пользуется широкой поддержкой ведомств — учредителей движения, имеет высокую популярность среди школьников.

* * *

С 25 сентября по 2 октября 1990 г. в пионерском лагере «Артек» проходил X Всесоюзный пионерский слет. По просьбе Центрального совета Союза пионерских организаций (Федерации детских организаций) специалисты производственных и научных организаций Министерства геологии СССР создали в «Артеке» творческий геологический центр. Работа центра базировалась на программе сотрудничества пионерской организации с Министерством геологии СССР.

Основная цель создания геологического центра заключалась в пропаганде геологических знаний среди делегатов слета. Экспозиция центра содержала два крупных раздела: первый представлял собой большую выставку горных пород, минералов и руд различных регионов нашей страны, в том числе и Крымского полуострова, а также комплект геологических карт различного содержания и фотоплашеты, рассказывающие о производственной деятельности геологов нашей страны; во втором разделе были развернуты материалы о юношеском геологическом движении, включая материалы о VIII Всесоюзном слете юных геологов.

Двухдневная программа работы центра предусматривала знакомство делегатов с экспозицией, проведение геологического и геоэкологического кроссвордов, геологической викторины, соревнований по радиометрии, экскурсию в минералогический музей, размещенный в здании «Геодинамическая модель Крыма». Ребятам был показан видеофильм о VIII Всесоюзном слете юных геологов.

Министерство геологии СССР являлось также одним из учредителей «Пионерского займа» на X пионерском слете и приняло участие в формировании финансового фонда программы сотрудничества пионерской организации.

Работа центра получила высокую оценку как делегатов слета, так и Центрального совета Союза пионерских организаций.

Памяти Евгения Михайловича Шмариовича



23 августа 1990 г. скоропостижно скончался Евгений Михайлович Шмариович — видный ученый, крупнейший специалист в области изучения атомного сырья, талантливый руководитель и организатор науки, заведующий Первым геологическим отделением Всесоюзного научно-исследовательского института минерального сырья, лауреат Государственной премии СССР, доктор геолого-минералогических наук.

Е. М. Шмариович, которому только что исполнилось 58 лет, ушел из жизни в расцвете творческих сил, полный новых научных замыслов, обещавших дальнейшие фундаментальные открытия в геологии, геохимии и теории рудообразования.

Научная деятельность Е. М. Шмариовича началась в 1955 г., сразу после окончания Московского геологоразведочного института им. С. Орджоникидзе. С этого момента и до конца жизни она была связана с урановой геологией и с Первым геологическим отделением ВИМСа. Евгений Михайлович был выдающимся специалистом в области изучения эпигенетических процессов образования редкометалльных месторождений в осадочных породах. Всю свою жизнь он посвятил развитию минерально-сырьевой базы страны, возглавляя направления по разработке наиболее сложных научных проблем, имеющих важное народнохозяйственное значение.

Огромная научная эрудиция, энциклопедические знания во многих областях, всесторонняя образованность делали его естественным лидером коллективов, в которых ему довелось ра-

ботать. Его всегда отличали четкость, глубина и ясность мышления, новаторство, умение увидеть, выделить и поддержать главное, перспективное, необычайная широта научных интересов. Он внес значительный вклад в такие разные области геологических знаний, как литолого-фациальный и литолого-геохимический анализ, эпигенетические процессы рудообразования, геохимия редких и рассеянных элементов.

Непосредственно участвуя в изучении рудных объектов различных регионов СССР, Е. М. Шмариович в течение 35 лет разрабатывал вопросы генезиса, научных основ и методов прогнозирования экзогенных эпигенетических месторождений урана. Им были заложены основы генетического направления в прогнозировании рудных месторождений, опирающегося на данные об источниках и физико-химических свойствах рудоносных растворов, условиях их миграции и причинах рудоосаждения. Разработанные теория инфильтрационно-го рудообразования и генетический метод прогнозирования определяли стратегию прогнознопонсковых работ и способствовали открытию крупных рудных провинций и месторождений.

В последние годы Е. М. Шмариовичем предложены принципиально новые научные построения в области экзогенной геохимии элементов, на основе которых пересмотрены перспективы рудоносности пластово-инфильтрационных урановых объектов как комплексных и полиэлементных, пригодных для отработки способом подземного выщелачивания. Он впервые дал теоретическое обоснование недавно установленному явлению концентрирования редкоземельных и других моновалентных элементов при пластово-инфильтрационном процессе и подземном выщелачивании руд.

Оставленное Е. М. Шмариовичем наследие запечатлено в более чем 200 опубликованных научных работах — статьях и монографиях, каждая из которых представляет собой весьма актуальную, имеющую прикладное значение разработку или обобщение. Это был крупный ученый, пользовавшийся авторитетом не только у советских, но и у зарубежных геологов. Он выступал с докладами на XXVII Международном геологическом конгрессе, его статьи неоднократно публиковались за рубежом.

Свою напряженную научную деятельность Е. М. Шмариович сочетал с большой научно-организационной и педагогической работой, был заместителем председателя специализированного Ученого совета ВАК, членом несколь-

ких специализированных секций и межведомственных советов, заместителем главного редактора Информационного сборника КНТС, членом редколлегии журналов «Литология и полезные ископаемые» и «Геология рудных месторождений». Под его руководством защитили кандидатские и докторские диссертации многие сотрудники института и производственных геологических организаций.

Е. М. Шмариовича всегда отличали высокая нравственная чистота, исключительное трудолюбие, доброе отношение к людям, обостренное чувство долга и требовательность к себе.

Список статей, опубликованных в журнале „Советская геология“ в 1990 г.

Ахияров В. Х., Салманов Ф. К., Курсин С. В. Изучение деформаций осадочного чехла, возникающих под действием приливного трения. № 4, с. 7.

Габриэлянц Г. А. Современные задачи геологической службы страны. № 6, с. 3.

Евстрахин В. А., Филько А. С. Геологические основы реализации Продовольственной программы СССР. № 1, с. 3.

Итоги 1989 года на коллегии Министерства геологии СССР. № 4, с. 3.

Кривцов А. И. Организационно-экономические основы научно-исследовательских работ Министерства геологии СССР. № 2, с. 3.

Маракушев А. А. Природа эндогенной активности Земли и других планет Солнечной системы. № 8, с. 3.

Основные результаты и перспективы развития геологоразведочных работ в Мировом океане. № 12, с. 3.

Попов В. В. Минерально-сырьевая база в новых экономических условиях. № 10, с. 3.

Методология, экономика, организация

Аплов С. В. Возможности и методы извлечения геосторической информации из геофизических полей. № 8, с. 15.

Белова Л. Л., Шмариович Е. М. Моделирование фильтрационно-диффузионного перераспределения металлов в неоднородных литологических средах. № 7, с. 11.

Быкадоров В. С., Кабалов В. К., Старокожева Г. И., Файдов О. Е. Система планирования развития угольной сырьевой базы в современных условиях. № 5, с. 3.

Дегтярев В. В. О переводных коэффициентах при оконтуривании и подсчете запасов комплексных руд. № 3, с. 15.

Дунаев В. Ф. Экономическая оценка освоения нефтегазовых ресурсов. № 7, с. 3.

Еремеев А. Н., Полуяринов Г. П. Способы оценки ресурсов урана. № 3, с. 3.

Кулагин А. В. Математическая модель терригенно-карбонатного осадконакопления. № 3, с. 5.

Курбанов Н. К., Борисович В. Т., Мамедов М. М., Эптельбаум В. М., Марьяхин З. М. Информационный подход к оценке эффективности геологоразведочных средств. № 4, с. 20.

Лазько Е. М., Ляхов Ю. В., Пизнюр А. В. Термобарогеохимическое моделирование рудных формаций и практика прогнозно-оценочных работ. № 6, с. 8.

Это были ведущие принципы его жизни, гармонично дополняющие образ крупного ученого-новатора.

Светлая память о Евгении Михайловиче Шмариовиче навсегда останется в сердцах всех, знавших его.

В. И. Ветров, Р. Ф. Данковцев,
А. Н. Еремеев, А. И. Кривцов,
Н. П. Лавров, А. Л. Лапин,
В. И. Малышев, А. К. Мигута,
И. С. Модников, С. С. Наумов,
М. Д. Пельменёв, Г. П. Полуяринов,
В. М. Терентьев, М. В. Шумилин

Орлов В. П., Литвиненко А. П., Роднова Т. И., Шишов А. А., Энгель Э. А. Принципы разработки и применения частных предельных нормативов стоимости геологического задания. № 5, с. 10.

Сазонов Л. А. Методика топоморфоструктурного анализа рельефа. № 2, с. 12.

Спижарский Т. Н. Методические вопросы составления геологических карт. № 4, с. 12.

Цыганов В. А. Оценка геологической эффективности поисковых работ с позиций теории надежности систем. № 9, с. 3.

Чернышов Н. М., Молотков С. П. Модель прогнозно-поискового комплекса для сульфидных никелевых месторождений еланского типа. № 2, с. 20.

Ширяев Е. Е. Об автоматизации построения геологической пространственно-цифровой модели по картам. № 11, с. 3.

Топливо-энергетическое сырье

Безносов Н. В., Ильин В. Д., Корчагин В. И., Кутузова В. В., Фортунатова Н. К. Нефтегазоносность бентогенных и планктоногенных карбонатных формаций в СССР. № 2, с. 28.

Белов Р. В., Кривошеев Э. В., Сысолятина Г. А. Изучение тонкослоистых отложений васюганской свиты с использованием принципов сейсмостратиграфии. № 8, с. 26.

Белонин М. Д., Буданов Г. Ф., Головань А. С., Каретников Л. Г., Яралов Б. А. Поиски залежей углеводородов на больших глубинах Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции. № 3, с. 19.

Ботнева Т. А., Калинко М. К., Комиссарова И. Н., Ларская Е. С., Размышляев А. А., Соловьев Б. А., Четверикова О. П. Геолого-геохимическое обоснование нефтегазопоско-вых работ в Прикаспийской впадине. № 7, с. 15.

Войсоцкий И. В., Корчагина Ю. И. Онтогенез углеводородов в природных системах нефтегазоносных бассейнов. № 8, с. 33.

Гарецкий Р. Г., Бачин А. П., Булекбаев З. Е., Гридасов Ю. М., Дальян И. Б., Жуйков О. А., Кузнецова Е. Н., Огай Б. А. Перспективы нефтегазоносности поднадвиговых отложений Западного Примугоджарья. № 1, с. 11.

Гинсбург Г. Д., Грамберг И. С., Соловьев В. А. Геология субмаринных газовых гидратов. № 11, с. 12.

Голицын М. В., Прокофьева Л. М. Закономерности метаморфизма твердых горючих ископаемых. № 4, с. 32.

Грамберг И. С., Исаев Е. Н., Левин Л. Э., Мирчик И. М., Васильева О. В., Висковский Ю. А. Геодинамические предпосылки нефтегазоносности осадочного чехла в Мировом океане. № 4, с. 27.

Гущин В. А. Задача диагностики агрегатного состояния вещества в залежах нефти и газа. № 3, с. 24.

Иванова А. В., Иваншин В. А., Тетерук В. К., Зайцева Л. Б. О палеогеотермическом несогласии в разрезе Днепровско-Донецкой сверхглубокой скважины. № 9, с. 18.

Керимов В. Ю., Авербух Б. М., Мильничук В. С. Тектоника Северного Каспия и перспективы нефтегазоносности. № 7, с. 23.

Керимов В. Ю., Рачинский М. З. Геофлюидодинамические аспекты формирования и прогноза нефтегазоносности. № 11, с. 19.

Ковылин В. М. Строение и нефтегазоносность Нюрольской впадины. № 11, с. 26.

Крайчик М. С., Челышев С. С., Батыгина Н. В., Кудрявцева Е. И., Афанасьева Т. А., Ульянова Г. П. О возможном гидратонасыщении осадочного чехла нефтегазоносных территорий СССР. № 1, с. 16.

Ларская Е. С., Полянская В. С., Пентина Т. Ю., Храмова Э. В., Телкова М. С. Модель битумонасыщения и формирования Жанажольского месторождения. № 5, с. 16.

Ларская Е. С., Сорокин В. М., Сухова А. Н. Влияние условий седиментогенеза на формирование нефтегазоматеринских пород в морских бассейнах. № 9, с. 12.

Маевский Б. И., Знак М. С., Плужникова В. Л., Лозинский О. Е. Геолого-геохимическое обоснование нефтегазопоисковых работ в Предкарпатском прогибе. № 5, с. 27.

Половникова И. А., Огнев А. О. Физические свойства и катагенез осадочных пород. № 10, с. 17.

Рысс Ю. С., Гольдберг И. С., Васильева В. И., Ворошилов Н. А. Возможности применения геоэлектрохимических методов для поисков нефтегазовых месторождений. № 6, с. 28.

Серова Н. Б., Барташевич О. В., Жмур С. И., Меламедова В. С. Реликтовые углеводороды в процессах преобразования органического вещества горючих сланцев. № 2, с. 34.

Старобинец И. С., Обухова М. В. Геохимические критерии сохранности скоплений углеводородов в связи с оценкой нефтегазоносности. № 6, с. 19.

Суржов В. С., Гурари Ф. Г., Жеро О. Г., Смирнов Л. В., Казаков А. М., Девятов В. П. Прогноз крупных зон нефтегазонакопления в нижне-среднеюрских отложениях Западно-Сибирской плиты. № 8, с. 21.

Шарданов А. Н. Некоторые факторы образования и размещения скоплений углеводородов и критерии их прогноза. № 10, с. 9.

Рудное и нерудное минеральное сырье

Абрамов В. А. Глубинная модель мезозойских рудоносных структур Алданского щита. № 5, с. 42.

Акулов Н. И. Фациальный анализ верхнепалеозойских промежуточных коллекторов алмазов Ангарида. № 5, с. 48.

Ахмедов А. М., Крупеник В. А. Турбидитные режимы седиментации и колчеданообразование в раннепротерозойском Печенгском бассейне. № 11, с. 51.

Белов Р. А. Рельеф как показатель эрозийного среза рудоносных очаговых структур. № 11, с. 60.

Бородаевская М. Б., Горжевский Д. И. Формационный подход при прогнозе и поисках колчеданных месторождений. № 2, с. 44.

Долженко В. Н. Основные типы стратиформных месторождений золота. № 1, с. 29.

Ельянова Е. А., Мирлин Е. Г. Океанский рудогенез. № 6, с. 47.

Иванова Т. К., Иванов М. К., Ленчук Д. В. Модели тектоно-магматических структур трап-овых полей северо-запада Сибирской платформы. № 9, с. 28.

Константинов М. М. Структурно-вещественные ассоциации золоторудных полей. № 10, с. 20.

Кривцов А. И. Геолого-генетические проблемы рудных месторождений. № 6, с. 34.

Крюков А. И., Никулин В. И., Красинцев С. С., Телюх М. И., Устинов В. И., Фондер-Флаас Г. С. Новый тип кимберлитовых диагирем в Далдыно-Алаkitском районе. № 10, с. 32.

Ляховкин Ю. С., Благонадеждин Б. И. Оптогенетический анализ рудных узлов. № 11, с. 42.

Малых А. В. О генезисе силвинитов в Непском калиеносном бассейне Восточной Сибири. № 4, с. 55.

Мизута А. К., Пакульнис Г. В., Писаревский В. М. К проблеме месторождений типа «несогласия» и рудоносности докембрийских депрессионных структур. № 3, с. 41.

Орлов В. Г. Вольфрамовые месторождения Северный Катпар и Акмая в Успенской зоне. № 8, с. 45.

Ручкина Ю. Р. Литофации золотоносных черносланцевых толщ — индикаторы среды рудообразования. № 3, с. 32.

Синцов А. В. Структура Непского калиеносного бассейна и ее эволюция. № 2, с. 50.

Сейранян В. Б., Казарян А. К. Новая находка бирюзы в Армении. № 2, с. 58.

Тютин В. Н. Значение гипергенных процессов для формирования молибден-урановых месторождений в каледонских геосинклинально-складчатых областях. № 11, с. 34.

Усенко С. Ф. Геодинамика формирования Сихотэ-Алинской складчатой системы и оловорудные формации. № 8, с. 38.

Федин В. П. Концепция эффективного освоения минеральных ресурсов Кара-Богаз-Гола. № 1, с. 37.

Харькив А. Д., Зинчук Н. Н., Богатых М. М., Романов Н. Н. Модель кимберлитовой трубки Якутской алмазносной провинции. № 1, с. 23.

Харькив А. Д., Прокопчук Б. И., Ремизов В. И. Штокверк — особый морфологический тип кимберлитовых тел. № 4, с. 48.

Хохряков Н. А. Применение шихового минералого-геохимического метода при прогнозе и поисках золоторудных месторождений. № 9, с. 22.

Чайкин В. Г., Тулузакова А. В., Чуприн Н. С. О флюоритсодержащих карбонатных породах центра европейской части СССР. № 5, с. 57.

Черкасов В. Л., Смирнова И. А., Тищенко В. Т. О возрасте рудовмещающих толщ и колчеданного оруденения Оренбургского Урала. № 7, с. 46.

Черменинов В. Б. Физико-геологическая модель эпitherмального золото-серебряного оруденения. № 7, с. 38.

Баранова З. Е., Киричкова А. И. Структурно-фацциальное районирование и стратиграфия нижне-среднеюрских отложений Прикаспийской впадины. № 6, с. 56.

Голоудин Р. И. Опыт логического анализа генетических классификаций четвертичных отложений. № 1, с. 39.

Грамберг И. С. Проблемы палеогеографии в трудах Д. В. Наливкина. № 7, с. 59.

Кухтинова Л. В., Кухтинов Д. А. Нижнепермские палинокомплексы терригенных отложений востока Прикаспийской впадины. № 8, с. 51.

Никитин И. Ф., Фрид Н. М., Звонцов В. С. Палеогеография и вулканизм Казахстана и Северного Тянь-Шаня в ордовике. № 10, с. 38.

Соборов К. О. Клиновидные надвиги северо-восточного склона Кавказа. № 2, с. 79.

Товбина С. З. О возрастном скольжении свит в нижней части меловых отложений Туркмении. № 1, с. 46.

Удобов В. П., Ржонсницкая М. А. Биостратиграфические подразделения нижнего и среднего девона Горного Алтая и их корреляция. № 5, с. 61.

Худoley К. М. Палеобиогеография акваторий Земли на рубеже триаса и юры. № 3, с. 51.

Шишлов С. Б., Вербицкая Н. Г. К стратиграфии верхнепермских угленосных отложений Западного Таймыра. № 7, с. 52.

Янко В. В., Грамова Л. В. Стратиграфия четвертичных отложений Кавказского шельфа и континентального склона Черного моря по микрофауне. № 2, с. 60.

Региональная геология и тектоника

Александров Г. В. Причины и закономерности формирования сводово-глыбовых областей. № 10, с. 48.

Винниковская О. С., Голионко Г. Б., Шкарубо С. И. Тектоника триасового комплекса Парусного прогиба Ямал-Тазовской синеклизы. № 1, с. 63.

Гарбар Д. И., Трофимов О. В. История развития Балтийского щита с позиции геодинамического анализа. № 10, с. 56.

Гасанов Т. Аб. Тектоническое развитие восточной части Малого Кавказа в палеогене—неогене. № 7, с. 72.

Гиршгорн Л. Ш., Кабалык В. Г. Поднятия чехла над глубинными кольцевыми депрессиями на севере Западной Сибири. № 1, с. 57.

Данукалов Н. Ф., Кондрючина Л. С., Плюнина А. А., Постоялко М. В. Палеомагнитная характеристика отложений опорного разреза Першино. № 5, с. 73.

Джанелидзе Т. В., Панцулая В. В. Об эмерджентных свойствах главных вулканоплутонических поясов Кавказа. № 4, с. 72.

Жингель И. П. Складчатая структура Кузнецкого угленосного бассейна. № 10, с. 63.

Красный Л. И. Тектоника СССР и некоторые вопросы минерализации. № 4, с. 58.

Кузнецов А. А. Структурно-вещественные признаки и происхождение кристаллической литосферы Земли. № 9, с. 33.

Максимов Е. М. Ритмитовые формации Западно-Сибирской плиты. № 3, с. 60.

Масайтис В. Л. Импактные кратеры: минерогенный потенциал и возможность изуче-

ния глубинного строения земной коры. № 8, с. 61.

Межеловский Н. В., Авров Д. С., Бурдэ А. И., Груза В. В., Жуков Р. А., Москаленко З. Д., Путинцев В. К., Соколов Р. И., Стрельников С. И., Шапошников Г. Н., Щеголов А. Д. Региональное геологическое изучение территории СССР — новая концепция. № 7, с. 64.

Никольский А. П. Соотношение плагногранитов с породами криворожской и курской серий. № 3, с. 67.

Петухов Д. П., Одесский И. А., Кокорев К. Л., Данилевич А. Ф., Шаплыка В. А. Формирование мульд погружения в соленых толщах Старобинского месторождения. № 9, с. 49.

Сегалович В. И., Эйтли Р. А. Окраины литосферных плит в разрезах земной коры Казахстана. № 8, с. 56.

Старосельцев В. С. Клиновидные поствулканические грабены Тунгусской синеклизы. № 8, с. 67.

Уфимцев Г. Ф., Честнов А. И. Чарско-Олекминское звено Байкальской рифтовой зоны. № 11, с. 69.

Федорова М. Е., Никитина Н. С. Позднеархейский зеленокаменный пояс Качковка-Снежница (Кольский полуостров). № 9, с. 41.

Филиппов Г. В., Суганов Б. И., Карасева Г. Г., Некос В. В. Саяно-Енисейский разлом — структура сквозного типа. № 2, с. 73.

Халилов Э. Н., Гаджиев Ф. Г., Латыпова Э. Б., Пыrkова С. Н. О современном геодинамическом состоянии земной коры Азербайджана. № 8, с. 73.

Худoley А. К., Гурьев Г. А. Южное Верхоянье и Кордильеры — результаты сравнительного анализа. № 6, с. 67.

Черновский Б. А. Вертикальная делимость земной коры Среднего Тянь-Шаня. № 11, с. 63.

Яцкевич С. В., Альжанов А. А., Таскинбаев К. М. Роль вторичных галогенных толщ в формировании внутримулдовых структур. № 6, с. 76.

Металлогения

Дагелайский В. Б., Рундквист Д. В. Металлогения докембрия. № 4, с. 39.

Твалчредидзе Г. А. Некоторые проблемы современной металлогении. № 5, с. 32.

Угрюмов Ар. Н., Угрюмов Ал. Н. Сравнительный анализ рудоносных областей тектономагматической активизации. № 7, с. 30.

Минералогия, петрография, литология

Андреев В. П. Химизм пород гранулитовых комплексов Анабарского щита и Лапландского пояса. № 3, с. 76.

Андреев В. П., Петрова Т. Л. Особенности состава полевых шпатов оvoidных гранитов рапакиви и условия их образования. № 5, с. 90.

Веселовский Н. Н., Рундквист Т. В., Трошков А. Ф. О строении, составе и рудоносности ультрамафитов тундр Кеулик и Подвид. № 10, с. 80.

Виноградов В. И., Вишневская И. И., Григорьев В. С., Покровский Б. Г. Гранитообразование в зоне перехода континент—океан (на примере Ахомтенского массива на Камчатке). № 9, с. 54.

Виноградов Л. А. Базит-гипербазитовые пояса в архее Кольского полуострова. № 11, с. 77.

Гречухин В. В., Иванов Л. А., Воевода Б. И., Дараган В. Н., Савченко А. В. Гранулометрические и петрофизические характеристики угленосных пород Донецкого бассейна. № 1, с. 67.

Грудинин М. И., Меньшагин Ю. В. Флюидно-петрохимические типы ультраосновных пород Байкальской горной области. № 1, с. 76.

Гурская Л. И. Мафит-ультрамафитовый магматизм и глубинное строение коры и мантии Земли. № 6, с. 93.

Дроздов Б. В. Нефелиновые интрузивные и эффузивные породы Кузнецкого Алатау, № 11, с. 85.

Душин В. А., Микляев А. С. Среднепалеозойский магматизм западного склона Северного Урала. № 8, с. 75.

Есина О. А., Есин С. В. Закономерности размещения щелочных пород в северной части Кузнецкого Алатау. № 10, с. 87.

Иевлев А. А., Беляев А. А. Ультраструктуры кремнистых пород как источник генетической и прогнозно-поисковой информации. № 6, с. 103.

Казакова С. М. Литолого-минеральный состав неогеновых отложений центральной части Ишим-Иртышского междуречья. № 9, с. 68.

Костенко Н. М., Супруненко Н. С., Высоцкий Б. Л. Петрохимические особенности дайковых базитов северной части Украинского щита. № 7, с. 90.

Меньшагин Ю. В., Секерин А. П., Богданов Г. В., Медведева Т. И. Ультраосновные и основные породы юго-восточной части Бирюсинской глыбы. № 5, с. 82.

Рассказов С. В., Батырмурзаев А. С., Магомедов Ш. А. Калий-аргоновое датирование базальтов Тункинской долины. № 9, с. 62.

Соколов С. В. Об условиях образования нефелин-пироксеновых пород ультраосновных щелочных комплексов. № 7, с. 80.

Старосельцев В. С. Структуроформирующее влияние внедрения траппов в Тунгусской синеклизе. № 2, с. 94.

Янов Э. Н. Условия образования красноцветных карбонатно-терригенных и карбонатных формаций. № 3, с. 83.

Янов Э. Н. Климатические условия образования красноцветов. № 10, с. 71.

Морская геология

Андреев С. И., Егиазаров Б. Х., Айнемер А. И., Иванова А. М., Аникеева Л. И., Мирчинк И. М. Металлогения Мирового океана. № 12, с. 58.

Беляев И. В., Костецкий Н. М., Ржевский Н. Н. Плотностные модели литосферы Мирового океана. № 12, с. 29.

Верба М. Л., Дараган-Суцкова Л. А., Павленкин А. Д. Рифтогенные структуры Западно-Арктического шельфа по данным КМПВ. № 12, с. 36.

Гедекян А. А., Забанбарк А., Конюхов А. И. Нефтегазоносные комплексы континентальных окраин различного тектонического строения. № 2, с. 87.

Грамберг И. С., Краснов С. Г., Айнемер А. И., Порошина И. М., Степанова Т. В. Гидротермальное сульфидное оруденение. № 12, с. 81.

Глумов И. Ф., Кузнецов К. М. Оценка перспектив промышленного освоения месторождений железомарганцевых конкреций. № 12, с. 112.

Глумов И. Ф., Александров В. В., Кудря-

шов В. Е., Костюк А. Н., Грибанов А. М. Принципы построения судовых комплексов добычи твердых полезных ископаемых и стратегия управления их движением. № 12, с. 96.

Зорина Ю. Г., Родникова Р. Д. Нефтегазонасность рифтогенных структур западной части Тихоокеанского подвижного пояса. № 6, с. 83.

Иванов В. Л., Грикуров Г. Э., Куригин Р. Г. Континентальная окраина Антарктиды: строение, эволюция, конценция изучения. № 12, с. 47.

Игнатов А. М., Ксенофонов Ю. А., Ястребов В. С. Технология поисков и разведки минеральных ресурсов с использованием подводных аппаратов. № 12, с. 91.

Кара В. И., Пилипенко А. И., Шербаков В. С. Строение земной коры и структура осадочных отложений в полосе Транснидоокеанского геотраверза. № 12, с. 22.

Корсаков О. Д., Кулындышев В. А., Филиппенко И. И. Сравнительная характеристика полей распространения железомарганцевых конкреций Мирового океана. № 12, с. 64.

Кулындышев В. А., Филиппенко И. И., Быховский Л. З., Карпов В. А., Тамбиева В. И. Обоснование принципов учета и подсчета запасов и прогнозных ресурсов железомарганцевых конкреций Мирового океана. № 12, с. 105.

Пилипчук М. Ф., Ткаченко Г. Г. Прогноз экологических последствий промышленной добычи железомарганцевых конкреций. № 12, с. 121.

Погребницкий Ю. Е., Горячев Ю. В., Осипов В. А., Трухалев А. И. Строение океанической литосферы по результатам исследований на Анголо-Бразильском геотраверзе. № 12, с. 8.

Шербаков В. С. Информационное обеспечение морских геологоразведочных работ. № 12, с. 127.

Юбко В. М., Стоянов В. В., Горелик И. М. Геологическое строение и рудоносность зоны Клариян—Клиппертон Тихого океана. № 12, с. 172.

Геохимия

Воин М. И. Применение понятий о литохимических ореолах при поисково-оценочных работах в разведке. № 7, с. 96.

Карцева М. Н., Жабин О. В. О геохимии верхнеюрских отложений Копетдага. № 11, с. 96.

Митрофанский В. Ф. Полиформационная геохимическая зональность кварц-щелитового штокверка Богуты. № 1, с. 82.

Геофизика и глубинное строение

Алейников А. Л., Егоркин А. В., Немзоров Н. И. Прогноз вещественного состава земной коры по данным ГСЗ. № 10, с. 91.

Бабаджанов Т. Л., Шейх-Заде Э. Р. О моделировании континентальной земной коры. № 5, с. 104.

Бабаджанов Т. Л., Рзаева В. А., Рзаев М. М., Шейх-Заде Э. Р. Особенности строения поверхности Мохоровичича на территории Узбекистана. № 9, с. 82.

Берлянд Н. Г. О палеореконструкциях глубинного строения земной коры Урала. № 4, с. 81.

Борисов С. О. Слой парадоксального состояния геологической среды. № 4, с. 92.

Вольвовский И. С., Арешидзе Н. И., Онопришвили Т. Г., Таль-Вирская И. Б. Структура

поверхности фундамента северо-западной части Колхидской впадины. № 3, с. 99.

Гарецкий Р. Г., Печерников В. В., Айзберг Р. Е., Клушин С. В. Отражение глубинного строения Припятиского палеорифта в термобарических показателях платформенного чехла. № 3, с. 93.

Глебовский Ю. С., Никитский В. Е. Современная магниторазведка, № 2, с. 99.

Дружинин В. С., Автоноев С. В., Шарманова Л. Н., Турыгин Л. В. Глубинное строение Северного Урала по Красноленинскому профилю ГСЗ. № 9, с. 77.

Квартальная Г. Д. Использование сейсморазведки при изучении трещиноватых коллекторов. № 3, с. 103.

Климов А. А. Структурная зональность и тектоническая расчлененность земной коры Балхашского сегмента по данным МОВ. № 5, с. 98.

Любалин В. Д. О природе региональных гравитационных аномалий Забайкалья и сопредельных районов. № 6, с. 114.

Петрашень Г. И., Караев Н. А. Современные проблемы сейсморазведки. № 8, с. 83.

Петрищевский А. М. Глубинное строение и металлогения региона БАМ (по гравиметрическим данным). № 1, с. 86.

Продайвода Г. Т. Акустические свойства метаморфических пород и сейсмическая анизотропия. № 7, с. 100.

Саврасов Д. И. О геологической природе Якутско-Анабарской магнитной аномалии. № 11, с. 101.

Сейфуллин Р. С., Хавензон И. В. Естественные электрические поля над месторождениями углеводородов в Предкарпатском прогибе. № 8, с. 92.

Хахаев Б. Н., Цветков Л. Д. Континентальное научное бурение в США. № 6, с. 107.

Гидрогеология и инженерная геология

Анисимов Л. А., Московский Г. А. Интерпретация гидрогеологических данных по Прикаспийской впадине. № 3, с. 106.

Вартанян Г. С., Гарифуллин В. А., Шалина Т. Е., Шарпанов Н. Н. Гидрогеодеформационное поле в период Спитакского землетрясения. № 1, с. 92.

Калташев С. А., Ахметзянова В. П., Черменская О. А. Температурное поле Мутновского месторождения парогидротерм. № 7, с. 107.

Ларичев В. В. Использование гидрогеологических данных при прогнозировании трещино-разрывных зон и нефтегазоносности. № 8, с. 97.

Мигунов Л. В. Гидрогеохимические критерии оценки знака современных движений. № 7, с. 110.

Партная В. Д. Модели формирования подземной гидросферы соленосных артезианских бассейнов Тимано-Печорской провинции. № 11, с. 107.

Пономарев В. Н., Ахметшина М. А., Рахимов А. Ф. Формирование эксплуатационных запасов месторождений подземных вод межгорных орошаемых речных долин. № 5, с. 108.

Селецкий Ю. Б., Остапенко С. В., Отман Н. С., Романов В. В., Молчанов А. А., Пятницкий Н. В. Использование трития при исследовании Мутновской геотермальной системы. № 2, с. 107.

Смирнов В. М. Пластовые льды Карского побережья полуострова Югорский. № 11, с. 114.

Шейна Л. Е. Формирование пресных подземных вод в орошаемых районах аридной зоны. № 9, с. 88.

Шекинский Э. М., Али-Заде С. А., Алекперов А. Б. Гидрогеологические аспекты экологии городов. № 4, с. 102.

Геозология

Григорова Г. Л., Еникеев Н. И. Техногенное загрязнение подземных вод межгорных речных долин Узбекистана. № 5, с. 112.

Крайнов С. Р., Поликов Е. А. Система организации и методы геохимического изучения подземных вод для решения геолого-экологических проблем в США. № 10, с. 97.

Сычев К. И. Захоронение токсичных и радиоактивных отходов. № 10, с. 104.

Дискуссии, обсуждения

Ахмедов А. М., Гуцин В. С., Савицкий А. В., Мельников Е. К., Кондаков С. Н., Гордиенко В. И. Карелиды Южной Карелии. № 1, с. 96.

Бакулин Ю. И. Активный слой Земли. № 4, с. 104.

Бгатов В. И., Ларгин А. Ф. Происхождение многолетнемерзлых пород. № 8, с. 102.

Белостоцкий И. И. Об одной новой гипотезе. № 1, с. 109.

Бондаренко В. Н., Медведев В. А., Ручкин Г. В. Принципы разведки рудных месторождений на основе банка моделей-эталонов. № 8, с. 109.

Дерябин Н. И. Об образовании руд Криворожского бассейна. № 5, с. 116.

Дерябин Н. И. Импрегнитовые породы рудо-проводящих каналов Кривобасса. № 9, с. 111.

Клещев К. А., Славкин В. С. К вопросу о собственности на недра. № 2, с. 14.

Островский В. Н. Зональность подземной флюидосферы. № 4, с. 108.

Петров А. И. Очаги современного гидротермального рудообразования и перспективы их освоения. № 9, с. 106.

Петренко В. И., Доготь А. Я. О дегазации высокотемпературных подземных вод. № 1, с. 105.

Прозоровский В. А. Региональные стратиграфические схемы и формы их представления. № 3, с. 115.

Русанова О. Д. Метаморфизм ископаемых углей. № 8, с. 116.

Савиных М. И., Кононов О. А. Признаки эндогенности алтайского мумиё. № 11, с. 125.

Соколовский А. П. Определение источников органического вещества при локальном прогнозе нефтегазоносности. № 7, с. 112.

Файнштейн И. Я., Фрейнкман Л. М. Концепция цен потребления на разведанные запасы минерального сырья в недрах. № 9, с. 94.

Цильковский В. Н. Возможна ли альтернатива сложившемуся управлению геологоразведочным процессом и оценке его конечных результатов? № 10, с. 111.

Шарманов Б. Ф. О природе сил, двигающих материки. № 9, с. 100.

Шпильман И. А. Обоснование направлений поисковых работ на нефть и газ в Прикаспийской впадине. № 11, с. 118.

Краткие сообщения

- Айтхожин М. А. Континентальный нижний девон Прикаспийской впадины. № 5, с. 122.
Синцов А. А. Новые данные о теплопроводности пород Восточного Забайкалья. № 7, с. 118.

Хроника, информация

Барсков И. С., Жамойда А. И., Показев К. В., Розанов А. Ю. Совещание по специальности «Палеонтология и стратиграфия», № 1, с. 115.

Воробьев В. И., Павловский А. Б., Волчков А. Г. Некоторые особенности рудных месторождений Китайской Народной Республики. № 2, с. 117.

Гурская Л. И. Пятый Международный Платиновый симпозиум. № 11, с. 128.

Дмитриевский А. Н., Володин И. А., Якубсон К. И. Системный подход в геологии. № 10, с. 120.

Злобина В. Л. Гидрогеологические предвестники землетрясений. № 7, с. 120.

Зоненшайн Л. П., Приставакина Е. И. Интенсификация в СССР научных исследований и производственных работ в области тектоники литосферных плит. № 10, с. 118.

Кривцов А. И., Мохов В. В. Развитие советско-американского сотрудничества в области наук о Земле. № 4, с. 116.

Легейдо В. А. Всесоюзный семинар «Экогеохимия городов». № 8, с. 119.

Тыминский В. Г., Попеленский Н. К. Важнейшие научно-технические достижения в геологии и особенности их правовой охраны. № 9, с. 117.

Рецензии

Кузнецов А. А. Гранитизация — петрологическая реальность или миф? № 1, с. 117.

Мареев А. М., Казак А. П. О книге «Изучение метаморфических комплексов». № 9, с. 121.

Махлаев Л. В. Так что же все-таки миф? № 1, с. 122.

Милосердова Л. В. О книге Я. Г. Каца, А. В. Тевелева, А. И. Полетаева «Основы космической геологии». № 5, с. 123.

Феоктистов В. П., Шеглов А. Д. Свинцово-цинковые месторождения Болгарии. № 8, с. 121.

Из редакционной почты

Блажеевич А. Р. Ранговая шкала и система понятий и терминов в магматической геологии. № 9, с. 123.

Воронов П. С. Надвиг края платформы или дефект геологического картирования? № 8, с. 123.

О взаимоотношениях горнодобывающих и геологоразведочных предприятий. № 1, с. 124.
Оганесян Л. В., Тарасов В. Н. Еще раз к вопросу о собственности на недра. № 11, с. 131.

Металлодетекторы — важный элемент новой технологии геологопоисковых работ. № 3, с. 123.

Из истории геологических открытий

Михаил Иосифович Гарань. № 8, с. 126.

Николай Акимович Каржавин. № 9, с. 125.

Вера Абрамовна Ривкина. № 8, с. 127.

У истоков отечественной гидрогеологии. № 6, с. 120.

Борис Владимирович Дидковский (1883—1938). № 1, с. 114.

Федор Федорович Сыромолотов (1877—1949). № 1, с. 113.

Люди науки

Дагмара Максимилиановна Раузер-Чернусова. № 7, с. 122.

Памятные даты

К 100-летию Веры Александровны Варсановьевой. № 7, с. 124.

К 125-летию Николая Константиновича Высоцкого. № 3, с. 121.

К 125-летию Карла Ивановича Богдановича. № 3, с. 122.

К 90-летию Павла Константиновича Чихачева. № 2, с. 125.

К 85-летию Кузьмы Алексеевича Власова. № 10, с. 125.

К 80-летию Николая Михайловича Синицына. № 2, с. 124.

К 75-летию Андрея Дмитриевича Миклухо-Маклая. № 1, с. 111.

75-летие Виктора Андреевича Ярмолюка. № 6, с. 123.

70-летие Георгия Витольдовича Войткевича. № 6, с. 124.

70-летие Александра Николаевича Еремеева. № 2, с. 126.

70-летие Ибрагима Хамрабасвича Хамрабасева. № 9, с. 127.

Памяти Вадима Викторовича Ершова. № 2, с. 127.

Памяти Лазаря Иосифовича Салопа. № 6, с. 126.

Памяти Олега Александровича Соболева. № 7, с. 126.

Памяти Виталия Васильевича Суетнова. № 11, с. 134.

Памяти Вадима Федоровича Филатова. № 1, с. 126.

Памяти Вадима Георгиевича Чернова. № 4, с. 118.

Contents

<i>Gabrielyants G. A.</i> Mineral resources as a basis of economic development of the country	3
---	---

ENERGY RESOURCES

<i>Ivanov V. V., Antonenko E. F., Obu- khova S. N.</i> Gas saturated and extra pressure fields in sedimentary sequences	11
<i>Larskaya E. S., Pentina T. Yu., Telko- va M. S., Polyanskaya V. S., Khramo- va E. V., Zagulova O. P.</i> Bitumen distribution and composition on the productive strata of fields	20

METALLOGENY

<i>Mikolaeva E. I., Kazhikhin M. A., Golo- vanov I. M.</i> Mineralization of copper-porphyry and ore-magmatic systems	28
---	----

METALS AND NON-METALS

<i>Kalita A. P.</i> Studies of complexity of mineral depo- sits	34
<i>Bragin Yu. N.</i> A new morphogenetic type of phosphori- tes in glauconite formations within the East European Platform	41

STRATIGRAPHY AND PALEOGEOGRAPHY

<i>Koren' T. N., Aristov V. A., Dzhengurae- va A. V., Lytochkin V. N.</i> Biostratigraphic methods for studying complex sedimentation and tectonic structures	50
--	----

REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS

<i>Abramovich I. I., Mezhelevskiy N. V., Musatov D. I., Sigacheva N. N.</i> Plate tectonics and Geological map-50	57
<i>Nechaeva I. A.</i> Features of similarity and difference in tracks of sheet glaciation and exlosions caused by space bodies	66

MINERALOGY, PETROGRAPHY, LITHOLOGY

<i>Dundo G. P.</i> Rare-metal granites occurring in the north of the Baikal mountain region	71
---	----

GEOPHYSICS AND DEPTH STRUCTURE

<i>Gainanov A. G., Levin L. E., Sazhi- na N. B.</i> New gravity maps	76
---	----

NEWS IN BRIEF, INFORMATION

Development of scientific-technical coo- peration of the Ministry of Geology of the USSR	86
<i>Kozin N. N., Mishiev V. N., Bulavint- sev D. A., Rozenblum I. S.</i> News of the youth geological movement in the country	87
In commemoration of Evgeniy Mikhailo- vich Shmariovich	89
The list of aricles published in journal „The Soviet Geology“ in 1990	90

ИНСТИТУТ МИНЕРАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ (ИМР)

Главного координационно-геологического управления
«Укргеология» Мингео СССР

ИМР свыше 30 лет успешно проводит комплексную геолого-технологическую оценку разведуемых месторождений полезных ископаемых.

ИМР имеет приоритетные разработки мирового уровня по минералогической и технологической оценке алмазонасных пород, коллоидной биотехнологии, обогащению фосфатно-карбонатных и других труднообогатимых руд, а также изучению стихийных геодинамических явлений.

ИМР завоевал авторитет своими исследованиями по комплексной оценке сейсмичности в районах действующих и строящихся АЭС.

На самом современном уровне и в короткий срок институт готов выполнить для вас услуги по широкому кругу научных и прикладных направлений

Для заказчиков особый интерес могут представить:

оценка инженерно-сейсмологических условий районов строительства и эксплуатации народнохозяйственных объектов на основе разработанной институтом методики исследований для создания мониторинга геологической среды

выполнение экспрессной оценки напряженного состояния и устойчивости массивов горных пород, прогноза оползней, просадок, сдвижений, обследования горных выработок, шахт и тоннелей с помощью оригинального высокочувствительного метода, основанного на регистрации естественной импульсной электромагнитной эмиссии

оценка перспектив поисков месторождений фосфоритов нового генетического типа в глауконитовых формациях по впервые установленным тектоно-палеогеографическим закономерностям локализации зернистых фосфоритов на территории Восточно-Европейской платформы

применение биотехнологии при обогащении тонкодисперсных руд, а также при утилизации твердых отходов и сточных вод промышленных предприятий

Наш адрес: 333620, пр. Кирова, 47/2 ИМР
Телефоны для справок: 27-57-54; 27-20-33

1 р. 60 к.

Индекс 70824

ISSN 0038-5069. СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ. 1991. № 1. 1-96.