Литология и полезные ископаемые

1967

4

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ЛИТОЛОГИЯ и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ
ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД
МОСКВА

№ 4, 1967 г.
ИЮЛЬ—АВГУСТ

СОДЕРЖАНИЕ

Н. А. Лисицына, С. Д. Газенко. Новые данные о коре выветривания лабрадоритов северо-западной части Украинского кристаллического щита . . . 3
А. Вевюра. Минералого-геохимические исследования продуктов выветривания габбро из окрестностей г. Новая Руда. 21
В. З. Блисковский. Фосфоритоносная кора выветривания на месторождении Большие Джебарты 33
В. А. Броневой, Р. Г. Гарецкий, Л. Г. Кирюхин. О новом районе железорудных среднеолитоценовых отложений в Северном Приаралье и на северо-восточном Устюрте 43
Н. В. Пашалы, Б. Г. Векилов. Пирокластические породы молассовой формации антропогена Азербайджана 56
В. И. Борисенков. Некоторые условия миграции алюминия, железа и титана в поствулканическом гидротермальном процессе 67
И. Н. Лобанов. Строение и литология озовой гряды у ст. Кузнечная на Карельском перешейке 76
М. Г. Барковская. Об особенностях терригенной минералогии черноморских осадков у побережий, сложенных рифогенным неогеном 85
Ю. И. Селин. О перспективах выявления промышленных залежей бурых углей среди сарматских отложений северо-восточной части Причерноморской впадины 104

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Н. В. Лотвиненко, И. Н. Ремизов. Строение пляжей Азовского моря и косая слоистость пляжевого типа 110
Г. И. Бушинский. Ингибиторы и стимуляторы в литогенезе 116
И. Н. Семашева. О причинах образования аномалий тяжелых металлов в ископаемых углях 120
В. И. Тужикова. Новый метод изучения литифицированных псефитов по керну 124
Л. Я. Кизильштейн. Формы миграции элементов и редкометальная минерализация угольного вещества 127

МЕТОДИКА

Г. Ю. Бутузова, О. А. Дворецкая, М. И. Степанец. Опыт применения хлорированного спирта для удаления свободных окислов и гидроокислов железа из современных осадков санторинской вулканической зоны 130

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

Н. И. Чернышев. Об особенностях меденосности верхнепермских отложений пермского Приуралья (по поводу статьи Ю. А. Нечаева) 137

ХРОНИКА

Ф. В. Чухров. Совещание по исследованию и использованию глин и глинистых минералов 141
Новое международное общество по изучению глин 144

анализов. Содержание в них малых элементов было определено методом количественного спектрального анализа.

В результате этих исследований выяснилось, что состав продуктов выветривания лабрадорита значительно сложнее, чем это представлялось ранее.

1. ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ПРОДУКТОВ ВЫВЕТРИВАНИЯ ЛАБРАДОРИТА

Исходной породой в рассмотренном нами разрезе коры выветривания является крупнокристаллический лабрадорит, главную массу которого (до 98,7% по Чирвинскому) слагают кристаллы андезина и лабрадора размером до 1 *см* (фиг. 1, *а*), местами по лабрадору развивается пренит. Присутствует также небольшая примесь калиевого полевого шпата, который образует зерна в промежутках между другими минералами. Чаще наблюдаются мелкие, но обильные антипертитовые вростки калиевого полевого шпата в кристалы плагиоклаза (Лучицкий, 1947); из темноцветных присутствуют единичные зерна серпентинизированного пироксена и биотита размером 0,5—5 *мм*, а также титаномагнетит, магнетит, сфен, корунд, кварц, эпидот, апатит. Из вторичных минералов отмечены сидерит (скопления сферолитов) и пирит в виде зерен неправильной формы. Химический состав лабрадоритов приведен в табл. 1. Для него характерно повышенное содержание щелочей, в особенности K_2O, которое связано главным образом с примесью калиевого полевого шпата. Калий присутствует также в биотите. В местах скоплений этих минералов его содержание резко возрастает.

Продукты выветривания лабрадорита подразделяются на две зоны:

1. Нижнюю зону монтмориллонитовых глин с примесью реликтовых минералов и каолинита, мощностью 13,5 *м*.

2. Верхнюю зону мономинеральных каолинитовых глин мощностью 22 *м*.

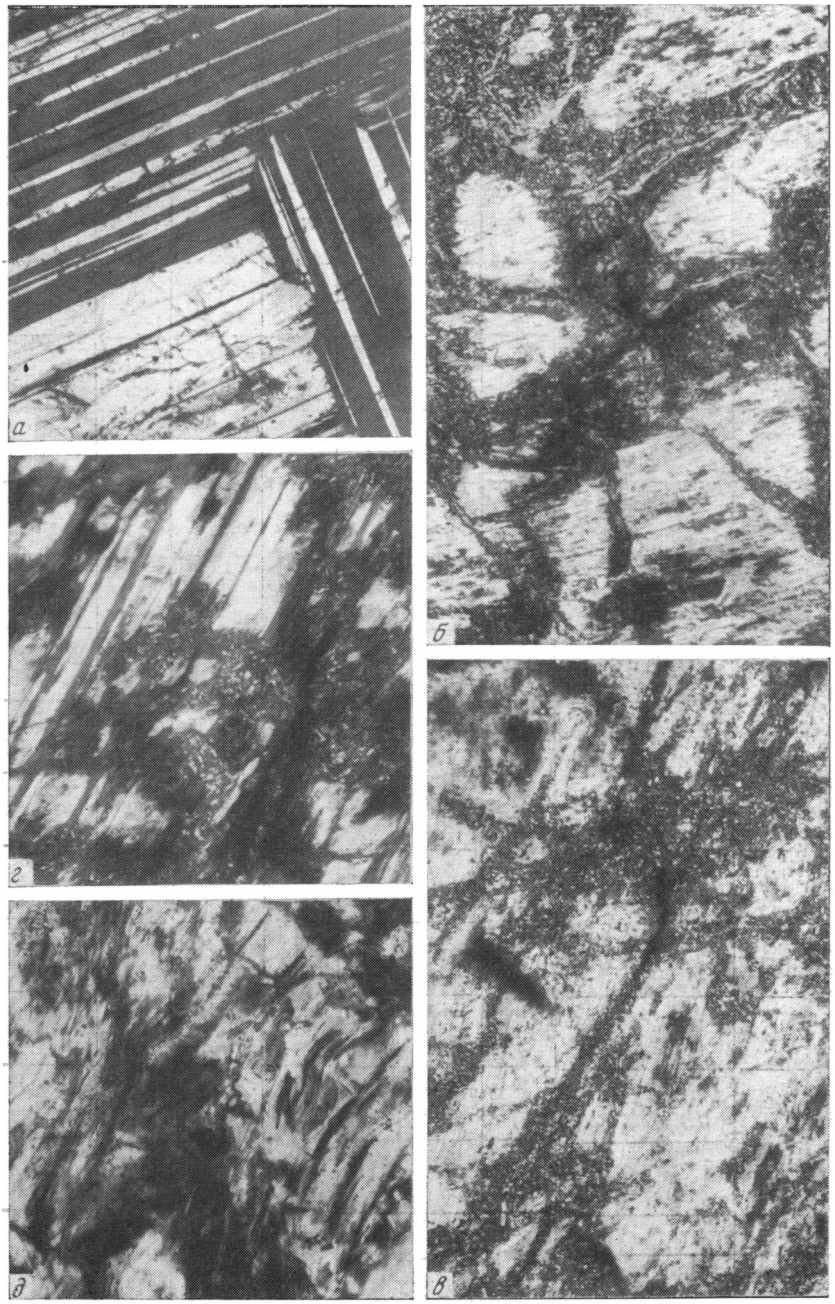
Рассмотрим кратко вещественный состав обеих зон.

Глинистые породы нижней зоны окрашены в серовато-зеленый цвет. Они сохраняют структуру исходного лабрадорита. Под микроскопом различаются: реликты кристаллов лабрадора, частично замещенные глинистым минералом, зеленоватым и бесцветным, крупночешуйчатым с серой или желтоватой интерференционной окраской и показателем преломления около 1,530. По данным рентгеноструктурного анализа[1] тонкой фракции образца глин с глубины 58,5 *м* (табл. 2), это диоктаэдрический (алюминиевый) монтмориллонит, о чем свидетельствует целочисленная серия базальных отражений 001 с d 001 = 17,7 Å на рентгенограмме образца, насыщенного глицерином. После прокаливания d 0,001 соответственно смещается к 9,4 Å.

Для уточнения структуры решетки минерала он обрабатывался LiCl с последующим прокаливанием до 250° и насыщением глицерином. Эта обработка выявила присутствие широкой диффузной полосы в области межплоскостных расстояний от 15 до 9 Å, что свидетельствует о неоднородности строения межслоевых промежутков и, в особенности, распределения отрицательного заряда в тетраэдрических сетках трехэтажных слоев. Иначе говоря, в образце возникает неупорядоченное чередование сжавшихся до 9,4 и разбухших до 17 Å слоев. В первом случае в тетраэдрических сетках отсутствует замещение Si на Al, а во втором это замещение существенно.

Выше по разрезу (глубина 48,3 *м*) данные рентгеноструктурного анализа показывают на бо́льшую упорядоченность в распределении межслоевых промежутков, в которых прилегающие тетраэдрические сетки то заряжены, то не заряжены за счет замещения. Монтмориллонит слагает главную массу тонкой фракции. Он фиксируется также и термическими

[1] Данные рентгеноструктурного анализа интерпретированы В. А. Дрицем.



Фиг. 1. Лабрадорит и продукты начальной стадии его изменения

а — свежий лабрадорит с полисинтетическими двойниками андезин-лабрадора. Николи +, увел. 20; *б* — слабо измененный лабрадорит. По трещинкам развивается чешуйчатый монтмориллонит. Николи +, увел. 72; *в* — то же, другой участок. Николи +, увел. 72; *г* — слабо измененный лабрадорит. Монтмориллонит корродирует и замещает плагиоклазы. Николи +, увел. 150; *д* — замещение продуктов изменения биотита каолинитом. Видны обесцвеченные и расщепленные чешуйки гидрослюдистого минерала (1) и вновь образованные пакеты каолината (2). Николи +, увел. 150

Таблица 1

Химический состав лабрадоритов и коры их выветривания (вес %). Украинский кристаллический щит

Коренные породы и зоны коры выветривания	Глубина, *м*	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O+	H_2O-	CO_2	C	Сумма
Верхняя зона каолинитовых глин	25,3	48,30	0,60	35,76	1,02	0,07	0,03	0,53	0,08	0,09	0,14	Нет	12,27	1,40	0,04	0,10	100,56
	29,2	45,75	0,20	36,00	1,27	Нет	Нет	0,66	0,26	0,09	0,26	»	12,56	1,85	0,04	0,40	99,29
	35,5	45,51	0,52	34,88	1,62	0,21	0,03	0,59	0,34	0,09	0,13	0,02	13,32	2,13	0,08	Нет	99,47
	38,0	44,79	0,81	35,96	1,98	0,21	0,04	0,48	0,21	0,09	0,13	0,02	12,56	2,29	Нет	»	99,57
	40,8	44,94	0,60	36,07	1,80	0,29	0,03	0,59	0,17	0,09	0,48	Нет	12,15	2,30	»	0,17	99,68
	45,3	45,42	0,51	35,50	1,63	0,21	0,03	0,53	0,17	0,09	0,37	0,05	12,55	2,26	»	0,24	99,56
Среднее		45,78	0,54	35,70	1,55	0,16	0,027	0,56	0,20	0,09	0,25	0,015	12,57	2,04	0,027	0,15	99,69
Нижняя зона монтмориллонитовых глин с примесью реликтовых минералов	48,3	49,35	0,20	24,96	1,80	0,29	0,03	1,73	1,93	0,09	2,82	0,02	5,51	11,14	0,14	Нет	100,01
	54	43,94	0,20	19,88	3,11	8,31	0,28	1,54	1,73	0,15	3,66	0,05	4,45	7,07	5,58	0,23	100,18
	58,5	49,72	0,20	23,01	3,00	0,72	0,06	1,66	2,13	0,15	3,66	0,02	5,67	9,61	0,16	0,11	99,88
	60,2	52,45	0,40	21,81	2,74	0,57	0,09	1,77	1,28	0,15	5,26	0,07	4,82	7,48	0,20	0,24	99,33
Среднее		48,86	0,25	22,42	2,66	2,47	0,12	1,68	1,77	0,14	3,85	0,04	5,11	8,82	1,52	0,14	99,85
Лабрадорит	60,6	59,20	0,32	26,59	1,35	0,86	0,03	11,77	0,30	4,10	0,79	0,18	0,23	0,26	Нет	0,05	99,86
	61,3	53,25	0,20	26,85	0,66	1,01	0,03	11,63	0,34	4,10	0,73	0,07	0,18	0,42	0,08	0,04	99,59
Среднее		56,22	0,26	26,72	1,05	0,94	0,03	11,70	0,32	4,10	0,76	0,13	0,20	0,34	0,04	0,05	99,73
Среднее из четырех определений (с учетом коренных пород другого разреза)		54,38	0,38	24,12	0,92	3,26	0,08	10,90	1,19	3,93	0,78	0,20	0,92	0,28	0,12	0,08	99,74

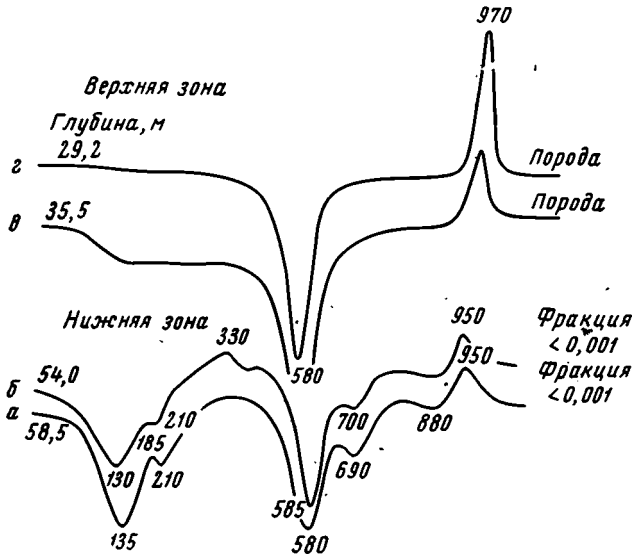
Таблица 2

Рентгенограмма фракции <0,001 глинистой породы из нижней зоны коры выветривания лабрадорита

Ориентированный, насыщенный глицерином		Прокаленный при t 550°С		Ориентированный, насыщенный глицерином с обработкой в LiCl		Ориентированный, насыщенный глицерином		Прокаленный при t 550°С		Ориентированный, насыщенный глицерином с обработкой в LiCl	
I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$
10	17,6	10	9,7		13,5	2	2,93	0,5	2,74		
3	8,9			2м фон	9,2	4	2,52	4	2,54	3	2,55
2	7,2			3	7,1	2	2,342	1	2,388	1	2,343
1	5,8	1	4,78	1	4,76	1	1,98	1р	1,898	1	1,970
5	4,44	7	4,42	3	4,35	0,5	1,82				
1	4,16					2	1,673	1р	1,659	2	1,648
7	3,52			3	3,57	4	1,485	3	1,488	10	1,485
1	3,25	9р	3,19	5	3,29						

Условия съемки: трубка БСВ-2; анод — Co; фильтр — Fe; V =45 *kv*; I =10 *mA*, экспозиция 3 часа.

кривыми фракции<0,001 глин из нижней зоны (фиг. 2, *а, б*). Глубокий эндотермический пик при 130—135° соответствует удалению межпакетной воды, сопутствующий ему эффект при 210° объясняется удалением воды, сопровождающей поглощенные основания. При 580—585° выделяется конституционная (гигроскопическая) влага, эндотермический пик при 880° соответствует затрате энергии на разрушение решетки минерала (Гинзбург, Рукавишникова, 1951).



Фиг. 2 Термические кривые глинистых пород коры выветривания лабрадорита

а, б — преобладающий компонент — монтмориллонит, *в, г* — преобладающий компонент — каолинит

Присутствие монтмориллонита в продуктах начальной стадии выветривания, таким образом, бесспорно. Более того, он является здесь главным продуктом выветривания и образуется за счет основного плагиоклаза — преобладающего минерала в исходной породе. Формы выделения монтмориллонита хорошо видны на фиг. 1, *б, в, г*. Он распространя-

ется в виде прожилков, врезаясь в крупные кристаллы лабрадора. Эти прожилки образуют решетку, в петлях которой сохраняются остатки лабрадора с отчетливым двойниковым строением, монтмориллонитизация развивается также в виде пятен извилистых очертаний.

Вторым минералом выветривания лабрадора является каолинит. Небольшая примесь его дает на рентгенограмме $d=7$ Å, которое исчезает при прокаливании. Каолинит здесь имеет неупорядоченную решетку. В верхней части зоны его количество увеличивается. Пироксен, оливин и биотит в исходном лабрадорите либо отсутствуют (оливин), либо находятся в ничтожных количествах и, следовательно, не могут заметно влиять на состав продуктов выветривания.

Пироксен и биотит замещаются гидрослюдисто-хлоритовыми крупночешуйчатыми агрегатами зеленого цвета, слабо плеохроирующими, с золотистой, а местами серовато-синей интерференционной окраской. Хлоритовые прожилки наблюдаются и в массе лабрадора.

Устойчивые минералы — магнетит, корунд, сфен — сохраняются в этой зоне почти неизмененными.

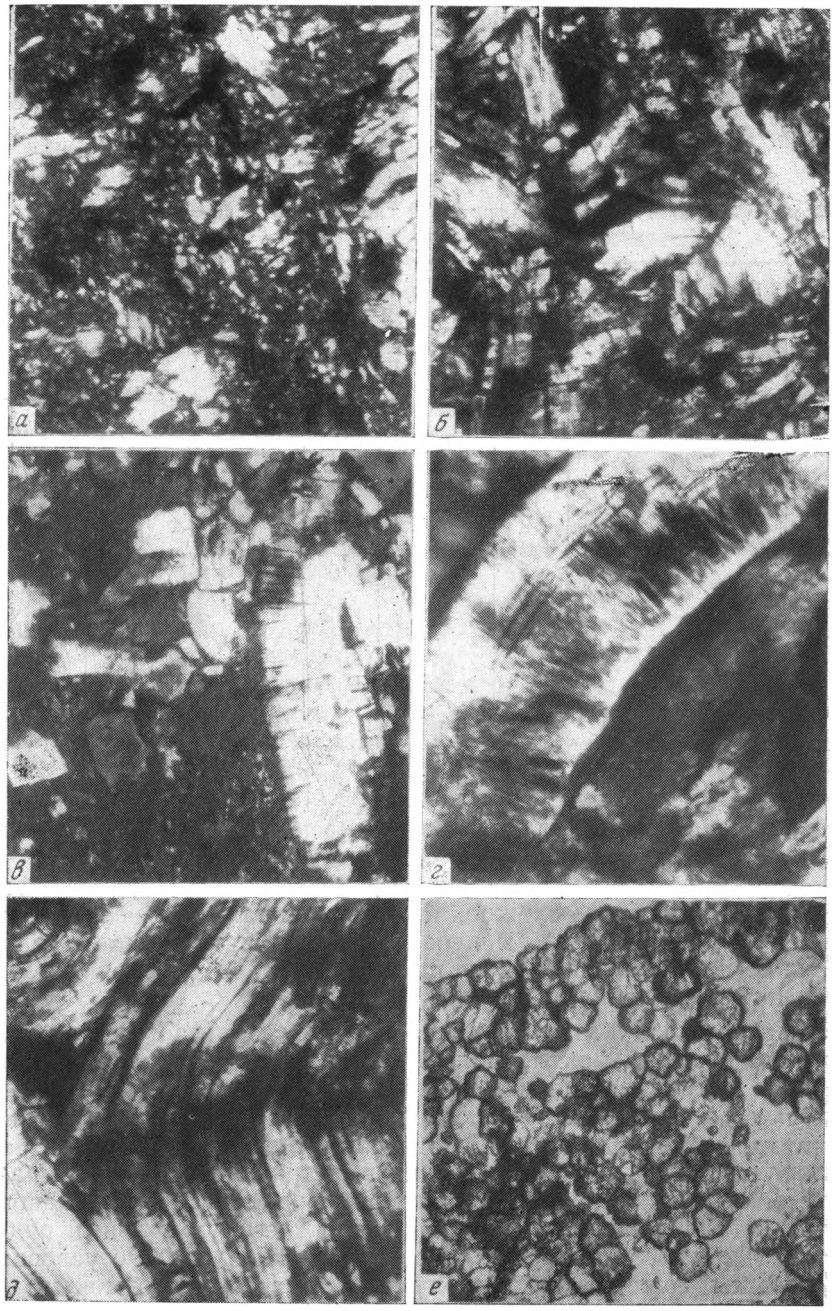
В нижней части зоны мономинеральных каолинитовых глин, налегающих на монтмориллонитовые, еще заметны реликты структуры исходного лабрадорита. Лабрадор присутствует в виде мелких разобщенных останцов размером в несколько десятых долей миллиметра. Их разделяет мелкокристаллический каолинит, образовавшийся по монтмориллониту, в массе которого наблюдаются скопления крупных пакетов каолинита. По данным рентгеноструктурного анализа, каолинит здесь — преобладающая фаза, он хорошо окристаллизован. Монтмориллонит находится в подчиненных количествах и составляет не более 10% (табл. 3). Хлорит и гидрослюдистый минерал также в значительной степени замещены каолинитом.

Таблица 3

Рентгенограмма фракции <0,001 глинистой породы из нижней части верхней зоны коры выветривания лабрадорита

Насыщенный глицерином		Прокаленный при t 550°С		Насыщенный глицерином		Прокаленный при t 550°С	
I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$
3	17,6			4	2,388		
2	14,0			5	2,318		
2р	9,3	10	9,7	3	2,270		
10	7,1	0,5	4,76	1	2,182		
4	4,44	1	4,31	3	1,987		
3	4,12			1	1,930		
1	3,84			1	1,835		
10	3,55			3	1,785		
1	3,34	3	3,38	5	1,654		
0,5	3,11	6	3,13	2	1,615		
1	2,73	1		1	1,578		
3	2,55		2,60	2	1,533		
3	2,463			4	1,481	0,5	1,499

В верхней части зоны вся масса породы превращена в мономинеральную каолинитовую глину с порфировидной или пятнистой структурой. В первом случае отдельные более крупные пакеты или их скопления рассеяны в мелкокристаллической массе (фиг. 3, *а*, *в*). Во втором — участки мелкокристаллического строения чередуются с крупнокристаллическими (см. фиг. 3, *б*). Встречаются гигантские кристаллы каолинита, червеобразно изогнутые (см. фиг. 3, *г*) или целые серии вермикули-



Фиг. 3. Глинистые породы из верхней зоны коры выветривания лабрадоритов

а — каолинитовая глина порфировидной структуры; видны отдельные более крупные кристаллы в мелкокристаллической массе. Николи +, увел. 72; *б* — участок каолинитовой глины, состоящий из крупных изогнутых пакетов каолинита. Николи +, увел. 72; *в* — каолинитовая глина порфировидной структуры; видны крупные пакеты и их скопления в мелкочешуйчатой массе. Николи +, увел. 72; *г* — червеобразно изогнутый кристалл каолинита. Николи +, увел. 150; *д* — серия крупных червеобразно изогнутых пакетов каолинита. Николи +, увел. 150; *е* — скопление сферолитов вторичного сидерита. Без анализ., увел. 72

топодобных кристаллов размером от десятых долей до 1 *мм* (см. фиг. 3, *д*).

По данным рентгеноструктурного анализа, каолинит хорошо окристаллизован (табл. 4). Встречаются зерна магнетита, лейкоксена, небольшие пятна гидроокислов железа.

Таблица 4

Рентгенограмма фракции <0,001 каолинитовой глины из верхней зоны коры выветривания лабрадорита

Насыщенный глицерином		Прокаленный при t 550°С (2 часа)		Природный столбик		Насыщенный глицерином		Прокаленный при t 550°С (2 часа)		Природный столбик	
I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$
2	14,6	Рентгеноаморфен		1		0,5	2,186	Рентгеноаморфен		1	2,186
10	7,2	»		6	7,3	2	1,994	»		3	1,983
1	4,46	»		1	4,79	1	1,936	»		1	1,933
				10	4,46	2	1,835	»		1	1,895
1	4,19	»		9	4,12			»		1	1,838
10	3,57	»		2	3,84	2	1,782	»		1	1,788
				5	3,55	4	1,659	»		2	1,682
0,5	3,12	»		1	3,34					3	1,652
1	2,75	»				2	1,615	»		2	1,617
1	2,52	»		5	2,57	1	1,574	»			
2	2,377	»		5	2,485	2	1,533	»		1	1,537
3	2,313	»		6	2,333	2	1,483	»		9	1,485
2	2,280	»		4	2,280			»		2	1,453

Условия съемки: трубка БСВ-2; анод — Co; фильтр — Fe, V =45 *кв*; сила тока =10 *mA*; экспозиция 3 часа.

Каолинитовый состав глин хорошо виден и на кривых нагревания (см. фиг. 2, *в, г*), монтмориллонит сохраняется в виде примеси.

Из изложенного видно, что преобразования лабрадорита при его выветривании шли более сложно, чем представлялось ранее. Поскольку главным породообразующим минералом лабрадорита является основной плагиоклаз, его изменения при выветривании и определяют состав образующегося элювия.

Начальным продуктом изменения плагиоклаза (лабрадора) является диоктаэдрический монтмориллонит, для которого характерно неупорядоченное распределение межслоевых промежутков; выше по разрезу структура его становится более совершенной; еще выше он замещается каолинитом. Небольшое количество каолинита с несовершенной решеткой появляется уже на первой стадии выветривания. Вверх по разрезу количество каолинита растет за счет монтмориллонита, и он становится более окристаллизованным. Мы наблюдаем здесь нормальный ряд продуктов постепенного изменения основного плагиоклаза. Об условиях их формирования можно сказать следующее. Известно, что монтмориллонит образуется в щелочной среде (Гинзбург, Рукавишникова, 1951). Это доказано опытами гидротермального синтеза Нолля (Noll, 1936) и более поздними экспериментальными работами Энен и Робише (Hénin S. et Robichet O., 1954), Энен (Hénin, 1957), Педро (Pedro, 1958, 1961) и др.

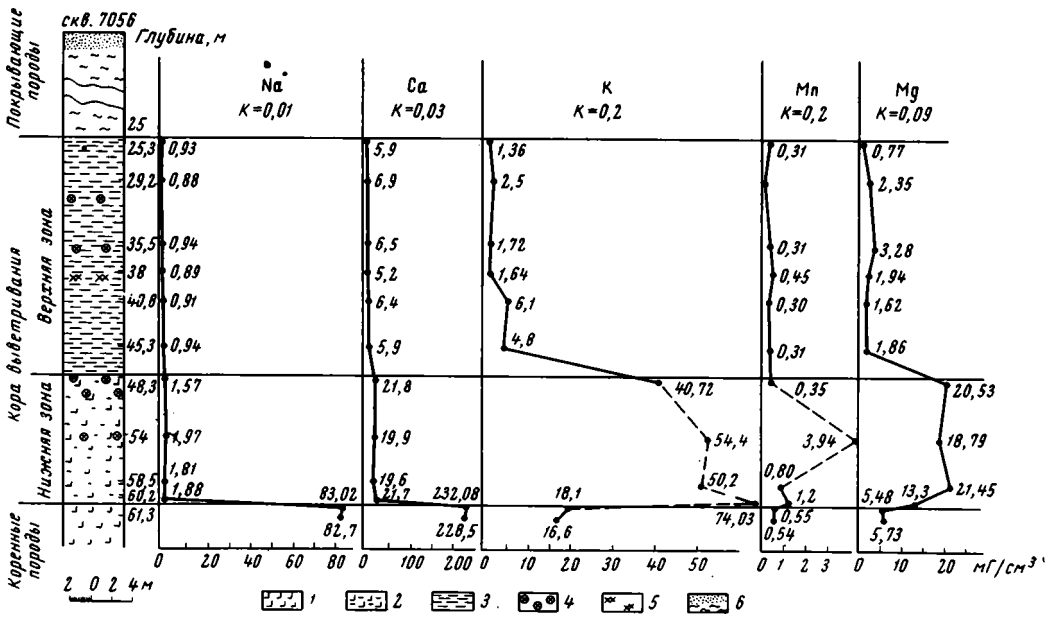
В корах выветривания монтмориллонит обычно образуется на начальных стадиях при разложении темноцветных минералов или основного плагиоклаза. Развитие монтмориллонита по основному плагиоклазу в нижней гидрохлоритовой зоне коры выветривания базальта (КМА) описано, например, И. И. Гинзбургом, Г. Э. Наджаковой и А. П. Никитиной (1962). Эти авторы объясняют появление монтмориллонита наряду с гидрохлорит-джефферизитом (по хлориту и авгиту) существова-

нием щелочной среды и слабого водообмена на ранней стадии элювиального процесса.

В нашем случае содержание темноцветных в исходной породе очень невелико. Щелочная среда в нижней зоне коры выветривания создавалась, по-видимому, благодаря повышенным количествам K_2O и MgO на некоторых участках лабрадорита (см. табл. 1).

Содержание K_2O в этой зоне в рассматриваемом разрезе равно 3,85%, MgO 1,77% (среднее из 4 анализов). В другом разрезе коры выветривания лабрадоритов Чеповичского массива содержание K_2O в нижней зоне равно 3,12%, MgO 2,24% (среднее из шести анализов). По содержанию K_2O эти породы близки к гранитам, для которых среднее содержание K_2O (из 236 анализов) равняется 4,07 (по Дели). Калий входит в состав калиевого полевого шпата, останцы которого наряду с лабрадором присутствуют среди монтмориллонитовых глин нижней зоны (см. фиг. 1, *б*, *в*). Магний концентрируется в скоплениях темноцветных минералов. Поскольку калиевый полевой шпат разлагается медленнее плагиоклаза, кальций и натрий освобождаются быстрее и выносятся.

Распределение всех четырех элементов видно на фиг. 4. В отличие от магния и калия натрий и кальций выносятся уже в нижней зоне более чем на 90%. В значительной степени (40—42%) выносится и кремнезем. Следовательно, в нашем случае выветривание лабрадоритов на ранней стадии происходило не в застойных условиях. Только при наличии водообмена могли выщелачиваться щелочи, щелочные земли и кремнезем. Процесс этот, однако, был умеренным и ограничивался на первых порах трещинами и прилежащими к ним участками. Об этом свидетельствуют многочисленные останцы основного плагиоклаза во всей нижней зоне, а также развитие монтмориллонитизации вдоль трещин отдельности, по спайности и т. д. (см. фиг. 1, *б*, *в*, *г*). Щелочная среда создавалась за счет постепенного выщелачивания калия и магния при медленном разрушении содержащих их минералов.



Фиг. 4. Графики распределения легкоподвижных элементов первой группы в разрезе коры выветривания лабрадорита

1 — свежий лабрадорит; *2* — монтмориллонитовые глины с примесью реликтовых минералов и каолинита, с остаточной структурой лабрадорита; *3* — каолинитовые глины; *4* — сферолиты вторичного сидерита и их скопления; *5* — пятна гидроокислов железа; *6* — покрывающие породы, глины и пески мелового — четвертичного возраста

В таких условиях происходило разрушение решетки андезин-лабрадора, элементы которой в присутствии катионов (K, Mg) преобразовывались в слоистый силикат типа монтмориллонита. Обстановка, благоприятная для его возникновения, существовала довольно продолжительное время, в течение которого за счет лабрадорита успела сформироваться толща глинистых пород существенно монтмориллонитового состава мощностью по крайней мере 9,5—13,5 *м* (мощность сохранившейся зоны монтмориллонитовых глин).

После удаления главной массы катионов среда становится кислой, в ней монтмориллонит неустойчив. Известно, что разрушение слоистых силикатов в этих условиях начинается с удаления межслоевых катионов. При этом их слои также не остаются неизменными. Милло (Millot, 1964) предлагает изменения глинистого минерала, при которых сохраняется тип двухслойной или трехслойной структуры, называть преобразованиями. Если же предполагается, что имеет место переход через растворы и новый минерал образован из реликтов предшествующего ему минерала, то здесь, по его мнению, следует говорить о новообразовании. В нашем случае, основываясь на данных рентгеноструктурного анализа, можно сказать, что постепенного перехода от трехслойного монтмориллонита к двуслойному каолиниту нет; никаких смешанно-слойных образований, промежуточных между этими минералами, не обнаружено. Однако при образовании каолинита, по-видимому, используются реликты структуры монтмориллонита, а также гидрослюд или хлорита. Во всяком случае, под микроскопом видно, что по крупнокристаллической гидрослюде образуются крупные вермикулитоподобные кристаллы каолинита (см. фиг. 1, *д*), по мелкочешуйчатому монтмориллониту — мелкокристаллический каолинит и т. д. Таким образом, хотя еще и не ясно, что лежит в основе каолинизации монтмориллонита — преобразование или новообразование в понимании Милло,— все-таки есть основание полагать, что для образования каолинита используются элементы решетки монтмориллонита, гидрослюд и т. д.

В целом кора выветривания лабрадоритов северо-западной части Украинского кристаллического щита является примером постепенного выветривания основной породы в условиях умеренного дренажа, по крайней мере на первой стадии. Климат времени коркообразования был гумидным, скорее всего умеренным.

Известно, что при более быстром развитии процесса в условиях очень высокой проницаемости пород и интенсивного водообмена наблюдается иная последовательность минеральных преобразований; основной плагиоклаз обычно непосредственно, без промежуточных продуктов, замещается минералами группы каолинита (Гинзбург и др., 1962).

Именно такой тип выветривания известен, например, в области влажных субтропиков Кавказа на Батумском побережье. Лабрадор порфиритов эоцена при выветривании превращается здесь непосредственно в минерал группы каолинита — метагаллуазит (Лисицына, 1962, и др.).

2. НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О РАСПРЕДЕЛЕНИИ ЭЛЕМЕНТОВ В КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ ЛАБРАДОРИТОВ

Рассмотрим теперь особенности распределения ряда элементов в коре выветривания лабрадорита, образовавшейся при постепенном его изменении; оно показано в табл. 5 и на фиг. 4—6. Там же приведены коэффициенты устойчивости всех рассматриваемых элементов, которые представляют собой отношения средних содержаний каждого элемента в наиболее выветрелой породе к средним содержаниям в коренной породе. Эти коэффициенты показывают, какая часть от первоначального содержания элементов в коренной породе сохранилась в наиболее вы-

Таблица 5

Распределение химических элементов в разрезе коры выветривания лабрадорита Украинского кристаллического щита

Коренные породы и зоны коры выветривания	Глубина, *м*	Объемный вес, *г/см³*	I группа									
			Na		Ca		Mg		K		Mn	
			%	*мг/см³*	%	*мг/см³*	%	*мг/см³*	%	*мг/см³*	%	*мг/см³*
Верхняя зона каолинитовых глин	25,3	1,55	0,06	0,93	0,38	5,89	0,05	0,77	0,12	1,86	0,02	0,310
	29,2	1,47	0,06	0,88	0,47	6,91	0,16	2,35	0,17	2,50	Нет	Нет
	35,5 **	1,56	0,06	0,94	0,42	6,55	0,21	3,28	0,11	1,72	0,02	0,312
	38	1,49	0,06	0,89	0,35	5,21	0,13	1,94	0,11	1,64	0,03	0,447
	40,8	1,52	0,06	0,91	0,42	6,38	0,10	1,52	0,40	6,08	0,02	0,304
	45,3	1,56	0,06	0,94	0,38	5,93	0,10	1,56	0,31	4,84	0,02	0,312
Среднее			0,06	0,92	0,40	6,14	0,12	1,90	0,20	3,21	0,02	0,281
Нижняя зона монтмориллонитовых глин с примесью реликтовых минералов	48,3 **	1,74	0,09	1,57	1,25	21,75	1,18	20,53	2,34	40,72	0,02	0,348
	54 **	1,79	0,11	1,97	1,11	19,87	1,05	18,79	3,04	54,42	0,22 *	3,980 *
	58,5	1,65	0,11	1,81	1,19	19,63	1,30	21,45	3,04	50,16	0,05	0,825
	60,2	1,71	0,11	1,88	1,27	21,71	0,78	13,34	4,37	74,73	0,07	1,197
			0,10	1,81	1,20	20,74	1,08	18,53	3,20	55,01	0,05	0,790
Среднее			0,10	1,81	1,20	20,74	1,08	18,53	3,20	55,01	0,05	0,790
Коренная порода — лабрадорит	60,6	2,74	3,03	83,02	8,47	232,08	0,20	5,48	0,66	18,09	0,02	0,548
	61,3	2,73	3,03	82,71	8,37	228,50	0,21	5,73	0,61	16,65	0,02	0,546
Среднее			3,03	82,86	8,42	230,29	0,20	5,60	0,63	17,36	0,02	0,547
Среднее для коренных пород по двум разрезам			2,90	79,92	7,85	215,80	0,68	20,27	0,62	17,37	0,06	1,59

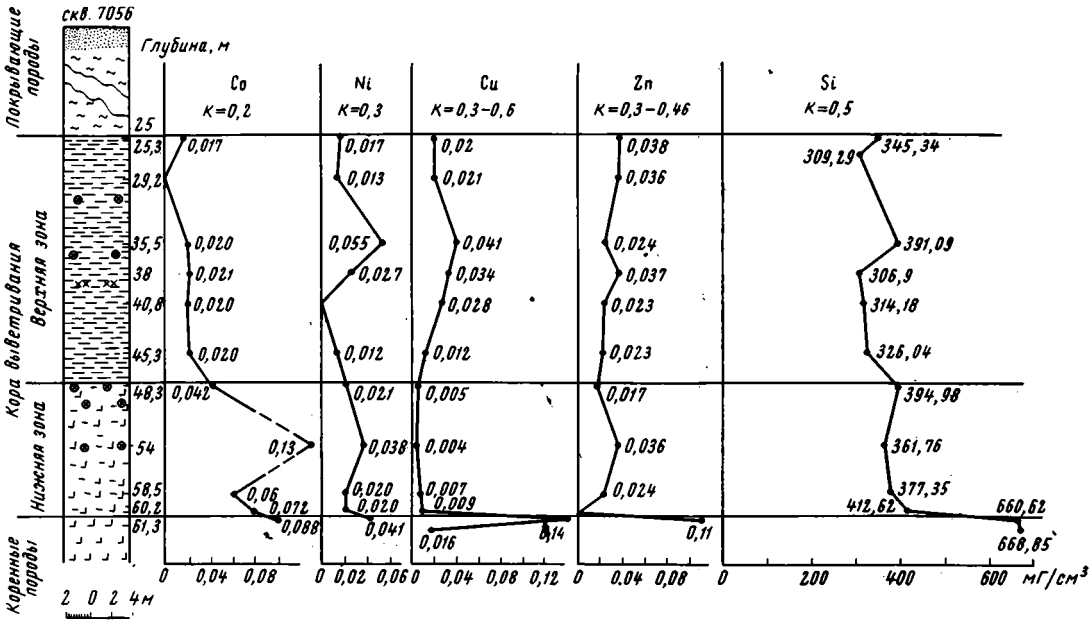
Таблица 5 (продолжение)

Коренные породы и зоны коры выветривания	Глубина, м	Объемный вес, г/см³	II группа									
			Co		Ni		Cu		Zn		Si	
			%	мг/см³	%	мг/см³	%	мг/см³	%	мг/см³	%	мг/см³
Верхняя зона каолинитовых глин	25,3	1,55	0,0011	0,0170	0 0011	0,0170	0,0013	0,0201	0,0025	0,038	22,28	354,34
	29,2	1,47	Нет	Нет	0 0009	0,0132	0,0014	0,0206	0,0025	0,036	21,04	309,29
	35,5 **	1,56	0,0013	0,0203	0,0035 *	0,0546 *	0,0027	0,0408	0,0030	0,024	25,07	391,09
	38	1,49	0,0014	0,0209	0,0018	0,0268	0,0023	0,0343	0,0025	0,037	20,60	306,94
	40,8	1,52	0,0013	0,0198	Нет	Нет	0,0019	0,0279	0,0015	0,023	20,67	314,18
	45,3	1,56	0,0013	0,0203	0,0008	0,0125	0,0008	0,0125	0,0015	0,023	20,90	326,04
Среднее			0,0011	0,0164	0,0009	0,0139	0,0014	0,0263	0,0025	0,034	21,76	332,15
Нижняя зона монтмориллонитовых глин с примесью реликтовых минералов	48,3 **	1,74	0,0024	0,0418	0,0012	0,0209	0,0003	0,0052	0,0010	0,017	22,70	394,98
	54**	1,79	0,0074 *	0,1325 *	0,0021 *	0,0376 *	0,0002	0,0036	0,0020	0,036	20,21	361,76
	58,5	1,65	0,0039	0,0643	0,0012	0,0198	0,0004	0,0066	0,0015	0,024	22,87	377,35
	60,2	1,71	0,0046	0,0787	0,0012	0,0205	0,0005	0,0086	Нет	Нет	24,13	412,62
Среднее			0,0036	0,0616	0,0012	0,0204	0,0004	0,0060	0,0010	0,019	22,48	386,68
Коренная порода — лабрадорит	60,6	2,74	0,0032	0,0877	0,0015	0,0411	0,0052	0,1425	0,0040	0,110	24,33	660,62
	61,3	2,73	?	?	?	?	0,0006	0,0164			24,50	668,85
Среднее			0,0032	0,0877	0,0015	0,0411	0,0029	0,0794	0,0040	0,110	24,41	664,73
Среднее для коренных пород по двум разрезам			0,003	0,0829	0,0015	0,0414	0,0016	0,0453	0,004	0,0738	23,68	650,04

Таблица 5 (окончание)

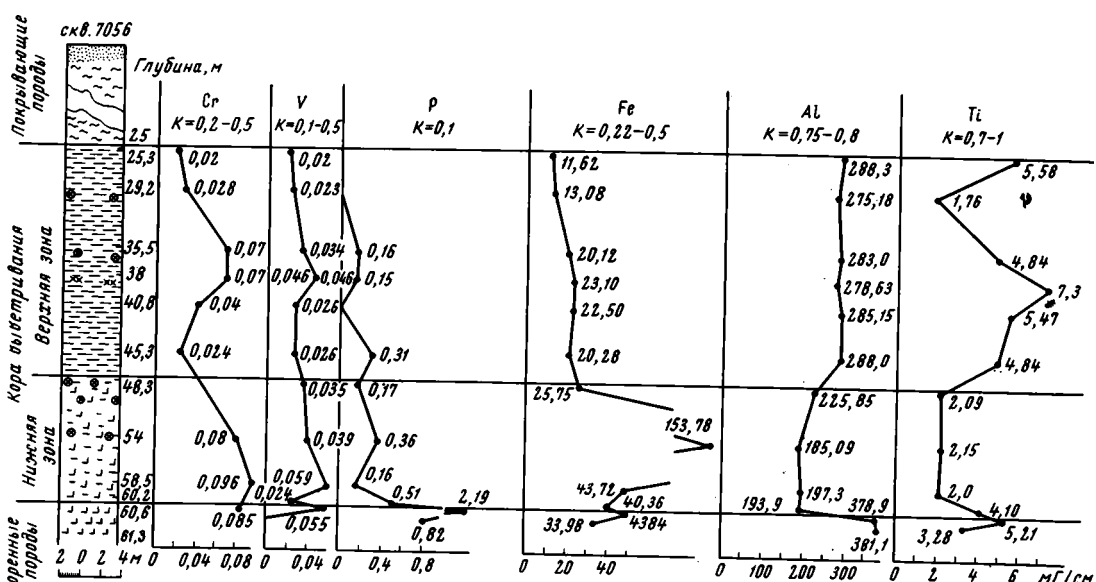
Коренные породы и зоны коры выветривания	Глубина, м	Объемный вес, г/см³	III группа						IV группа					
			Cr		V		P		Fe		Al		Ti	
			%	мг/см³	%	мг/см³	%	мг/см³	%	мг/см³	%	мг/см³	%	мг/см³
Верхняя зона каолинитовых глин	25,3	1,55	0,0013	0,0201	0,0013	0,0201	Нет	Нет	0,75	11,62	18,60	288,30	0,36	5,580
	29,2	1,47	0,0019	0,0279	0,0016	0,0235	Нет	Нет	0,89	13,08	18,72	275,18	0,12	1,764
	35,5 **	1,56	0,0045	0,0702	0,0022	0,0343	0,01	0,156	1,29	20,12	18,14	282,98	0,31	4,836
	38	1,49	0,0046	0,0685	0,0031	0,0462	0,01	0,149	1,55	23,10	18,70	278,63	0,49	7,301
	40,8	1,52	0,0026	0,0395	0,0018	0,0264	Нет	Нет	1,48	22,50	18,76	285,15	0,36	5,472
	45,3	1,56	0,0152?	0,2371	0,0016	0,0250	0,02	0,312	1,30	20,28	18,46	287,98	0,31	4,836
Среднее			0,0030	0,0452	0,0019	0,0292	0,007	0,103	1,21	18,45	18,56	283,04	0,32	4,964
Нижняя зона монтмориллонитовых глин с примесью реликтовых минералов	48,3 **	1,74	?	?	0,0020	0,0348	0,01	0,174	1,48	25,75	12,98	225,85	0,12	2,088
	54 **	1,79	0,0044	0,0788	0,0022	0,0394	0,02	0,358	8,58 *	153,58 *	10,34	185,09	0,12	2,148
	58,5	1,65	0,0058	0,0957	0,0036	0,0594	0,01	0,165	2,65	43,72	11,96	197,34	0,12	1,980
	60,2	1,71	0,0004*?	0,0068 *	0,0014	0,0239	0,03	0,513	2,36	40,36	11,34	193,91	0,24	4,104
Среднее			0,0051	0,0872	0,0023	0,0394	0,02	0,302	2,16	36,31	11,65	200,55	0,15	2,580
Коренная порода — лабрадорит	60,6	2,74	0,0031	0,0849	0,002	0,0548	0,08	2,190	1,60	43,84	13,83	378,94	0,19	5,206
	61,3	2,73	?	?	?	?	0,03	0,820	1,24	33,98	13,96	381,11	0,12	3,276
Среднее			0,0031	0,0849	0,002	0,0548	0,06	1,510	1,42	38,91	13,90	380,02	0,16	4,291
Среднее для коренных пород по двум разрезам			0,0084	0,2296	0,011	0,3062	0,083	2,392	2,899	81,82	12,54	345,40	0,263	6,796

* При вычислении средних эти цифры в расчет не принимались.
** Конкреции сидерита.



Фиг. 5. Графики распределения подвижных элементов второй группы в разрезе коры выветривания лабрадорита

Условн. обозн. см. на фиг. 4



Фиг. 6. Графики распределения малоподвижных элементов третьей и четвертой групп

Условн. обозн. см. на фиг. 4

ветрелых породах коры. Сравнение полученных цифр позволяет разделить рассмотренные нами элементы на группы, различающиеся по подвижности в элювиальном процессе.

К группе легкоподвижных элементов относятся Na, Ca, K, Mn, Mg, коэффициенты их устойчивости не превышают 0,20; к группе подвижных элементов принадлежат Co, Ni, Cu, Zn, Si с коэффициентами устойчивости до 0,4—0,5, к третьей группе могут быть отнесены хром и ванадий (K=0,5), но лишь условно. Коэффициенты их устойчивости, вычисленные для изученного нами разреза, равны 0,5. Однако, когда мы подсчитали средние, содержания V и Cr в лабрадорите с учетом данных по другому разрезу, эти коэффициенты уменьшились соответственно до 0,1 и 0,2, что, по-видимому, связано с неравномерным распределением элементов в исходной породе.

Фосфор ведет себя неопределенно: коэффициент его устойчивости оказывается очень низким (0,04—0,1). Дело здесь также, по-видимому, в обычном для фосфора неравномерном распределении в лабрадорите: влияют скопления зерен апатита, наблюдаемые под микроскопом.

К группе устойчивых элементов относятся титан, алюминий и железо. Коэффициенты их устойчивости более 0,7, кроме железа, которое выносится интенсивнее. Однако здесь скорее всего происходит восстановление и вынос железа, связанные с более поздней наложенной вторичной минерализацией.

Отметим одну особенность в распределении титана и алюминия в верхней зоне коры. Известно, что Ti и Al обычно хорошо коррелируются в изверженных породах и продуктах их выветривания.

Распределение Ti и Al в верхней зоне коры лабрадоритов (см. фиг. 6) противоречит этому положению. Действительно, содержание Al в верхней зоне почти не меняется, что хорошо согласуется с однородным составом каолинитовых глин верхней зоны. Количество титана, напротив, меняется на разных глубинах, несмотря на однородный состав пород. Это объясняется примесью титаномагнетита и других титансодержащих минералов (сфен, лейкоксен). Эти минералы и продукты их изменения распределяются в породах неравномерно, что и отражается соответствующим образом на распределении титана.

Картина распределения и выноса элементов при выветривании лабрадоритов близка к наблюдаемой в древнем элювии других основных пород, например амфиболитов или порфиритов (Лисицына, 1965).

Принимая во внимание некоторые различия в строении этих кор, интересно сравнить и ход выщелачивания из них химических элементов. Дело в том, что в коре выветривания амфиболитов в составе глин нижней зоны профиля наряду с монтмориллонитом и гидрослюдами присутствует также и каолинит, который количественно преобладает. В нижней зоне элювия порфирита преобладают гидрохлорит и монтмориллонит, в коре лабрадорита — монтмориллонит. Верхняя зона всюду сложена главным образом каолинитом. Следовательно, в элювии порфирита и лабрадорита наблюдается постепенное изменение исходной породы до каолинита, в коре выветривания амфиболитов имеет место довольно резкий переход к сильно выветренной породе — каолинитовой глине, содержащей местами свободный глинозем. Ранние этапы выветривания в этом разрезе отражены мало. Чтобы понять как это влияет на распределение химических элементов по профилю, мы сопоставили в табл. 6 средние содержания элементов (в процентах от исходного содержания в коренной породе) в разных зонах коры выветривания амфиболитов, порфиритов и лабрадоритов

Оказалось, что и на первых стадиях выветривания в поведении элементов много общего. Так, из легкоподвижных элементов Na и Ca выщелачиваются быстрее, чем K и Mg. Последние в ряде случаев на 35—

Таблица 6

Содержание химических элементов в породах разных стадий выветривания (зон) в элювии амфиболитов, порфиритов, лабрадоритов в % от исходного содержания в материнской породе

Зоны коры выветривания (породы разной степени выветренности)	Na			Ca			Mg			K			Mn			Co			Ni			Cu		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Верхняя зона — сильно выветрелые породы	11	14	1	3	3	3	0,6	6	9	12	20	18	4	14	18	20	11	20	30	30	34	24	?	30—58
Средняя зона — менее выветрелые породы	11			5			1			20			4			33			30			?		
Нижняя зона — слабо выветрелые породы	19	25—30	2	12	2,5—3	10	8	50	90	35—40	60	?	5	18—20	50	70	?	74	35—40	20—30	49	?	?	?

Таблица 6 (продолжение)

Зоны коры выветривания (породы разной степени выветренности)	Zn			Si			Cr			V			P			Fe			Al			Fi		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Верхняя зона — сильно выветрелые породы	30	30	30—46	40	40—45	51	50	30	20—53	50	30	10—50	60	80	?	80	100	22—47	100	80	82	100	80—85	71—109
Средняя зона — менее выветрелые породы	?			50			50			50—60			80			80			100			100		
Нижняя зона — слабо выветрелые породы	35?	?	26?	60—65	48—50	59	50	40	38—100	80	40	70	90	?	?	30	70	44—95	100	80	58	100	60?	37—60

1— Кора выветривания амфиболитов, южная часть Украинского кристаллического щита.
2— Кора выветривания порфиритов, Тургайский прогиб.
3— Кора выветривания лабрадоритов, северо-западная часть Украинского кристаллического щита.
Две цифры даны для тех случаев, когда расчеты по отношению к среднему содержанию в коренных породах данного разреза и двух разных разрезов не совпадают.

60% (калий) и на 50—90% (магний) сохраняются в слабо измененных породах нижней зоны. Содержание магния в нижней зоне коры амфиболитов составляет 8% от исходного, возможно, что это связано с быстрым выветриванием и преобразованием породы в каолинит.

В этом же разрезе уже из нижней зоны выносится главная масса марганца (до 90%), тогда как в нижней зоне элювия порфиритов и лабрадорита остается 18—50% от исходного содержания этого элемента.

Имеющиеся в нашем распоряжении данные по некоторым малым элементам (Co, Ni, Cu, Zn, Cr, V) свидетельствуют скорее о сходстве их поведения в разных разрезах, чем о различии. Кобальт сохраняется в нижней зоне на 70, никель — на 20—50, цинк — на 25—35, хром и ванадий — на 40—50% и более. Что касается железа, алюминия и титана, то они выносятся из нижней зоны в очень малой степени. Резко пониженные в ряде случаев их содержания (например, 30% Fe от исходного в слабо выветрелом амфиболите) мы относим за счет неравномерности распределения элементов в материнской породе

Данные табл. 6 мы рассматриваем лишь как ориентировочные, для окончательных выводов необходимы дополнительные сведения по корам выветривания основных пород в других регионах, образовавшимся в сходных условиях. Однако табл. 6 позволяет сделать один определенный вывод, вытекающий из сопоставления двух типов разреза древних кор выветривания: первого с резким переходом от коренной породы к конечным каолинитовым продуктам выветривания (элювий амфиболитов) и второго — с постепенным переходом (кора лабрадорита). Этот вывод заключается в следующем: в элювии обоих типов вынос главной массы каждого элемента за небольшим исключением (например, Co) происходит в начальную стадию выветривания при разрушении минералов исходной породы. В процессе дальнейшего формирования элювиальной глинистой толщи содержание подавляющей массы элементов меняется сравнительно мало независимо от того, быстро или медленно совершается переход от исходной породы к конечным продуктам выветривания — глинам каолинитовой группы.

Говоря о распределении элементов в элювии лабрадорита, нельзя не остановиться на перераспределении элементов, которое наблюдается почти во всех древних корах выветривания в связи с наложенными процессами вторичной минерализации (Лисицына, Лубченко, 1966). В элювии лабрадоритов железо, марганец, кобальт и в меньшей степени никель и цинк имеют пики на графиках их распределения в нижней зоне, которые соответствуют вторично сидеритизированным породам. Содержание железа в такой породе возрастает в четыре раза по сравнению со средним его содержанием в нижней зоне (без учета сидеритизированных участков), марганца в пять раз, кобальта более чем в два раза, никеля и цинка примерно в два раза. Все эти элементы в той или иной степени концентрируются в результате более позднего по времени перераспределения в связи с вторичной минерализацией.

ЛИТЕРАТУРА

Гинзбург И. И. Каолины из лабрадоритов, Вісн. Укр. Геол. ком., Від. заст. геол., вып. 9, 1926.

Гинзбург И. И., Рукавишникова И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. Изд. АН СССР, 1951.

Гинзбург И. И., Наджакова Г. Э., Никитина А. П. Современное и древнее латеритное выветривание базальтов Бразилии и Русской платформы. В кн. «Кора выветривания», вып. 4, 1962.

Лисицына Н. А. О гиббситоносной коре выветривания Батумского побережья Кавказа. В кн. «Кора выветривания», вып. 4, 1962.

Лисицына Н. А. Некоторые данные о геохимии коры выветривания основных пород гумидной зоны. Докл. АН СССР, т. 163, № 2, 1965.
Лисицына Н. А., И. Ю. Лубченко. Некоторые данные о влиянии вторичной минерализации на распределение элементов в коре выветривания основных пород. Литология и полезн. ископ., № 6, 1966.
Лучицкий В. И. Магматичний габро-гранітний комплекс північної та середньої частини Українського кристалічного масиву. В кн. «Український кристалічний масив». Київ, Вид АН УкрРСР, 1947.
Петров В. П. Волынские габбро-лабрадориты и проблема каолинизации плагиоклазов. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 106, петрограф. сер. № 30, 1949.
Самойлов Я. В. Лабрадориты и каолиниты Елисаветградского уезда Херсонской губ. Бюл. Моск. о-ва естествоисп., т. 16, 1903.
Чирвинский П. Н. Из итогов изучения габбро-норитовых пород Украины. Вісн. Укр. від. Геол. ком., вып. 6, 1—25, 1925.
Henin S. et Robichet O. A study of the synthesis clay minerals. Clay Minerals Bull. 2, pp. 110—115, 1954.
Henin S. Essais de synthése desminéraux argileux a partir de gels de silice. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 224, № 2, 1957.
Millot G. Géologie des Argiles. Alterations, sedimentologie, geochimie. Paris, 1964.
Noll W. Synthese von Montmorilloniten. Chem. Erde, 10, H. 2, 1936.
Pedro G. Frémiers résultats concernant la réalisation, experimentale d'un processus de lateritisation- S. R. Acad. Sci. Er. 247, pp. 1217—1221, 1958.
Pedro G. An experimental study on the Geochemical weathering of crystalline rocks by water. Clay minerals Bull., 4, 26, pp. 266—281, 1961.

Геологический институт
АН СССР
Москва

Дата поступления
14.VII.1966

ЛИТОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 4, 1967 г.

УДК 551.311. 231(438)

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРОДУКТОВ ВЫВЕТРИВАНИЯ ГАББРО ИЗ ОКРЕСТНОСТЕЙ г. НОВАЯ РУДА

А. ВЕВЮРА

Новорудский район, богатый месторождениями минерального сырья большой промышленной ценности (коксующиеся угли, огнеупорные сланцы), на протяжении многих лет подвергался интенсивному геологическому изучению. Тем не менее в геохимическом отношении он изучен еще недостаточно.

В 1959 г. под руководством проф. А. Поляньского, автор данной статьи начал изучение процессов выветривания новорудского габбро. Главная задача заключалась в том, чтобы исследовать изменение минерального состава выветривающихся пород и установить закономерность поведения главных и рассеянных элементов, характерных для основных пород. Были отобраны пробы неизмененного габбро из обнажений Новорудского массива, а также выветрелого габбро и залегающих на нем аргиллитов. Последние отбирались из кернов скважин.

Минеральный состав пород и преобразование минералов изучались в основном микроскопически. Для исследования продуктов выветривания и аргиллитов были использованы также и рентгенометрические методы.

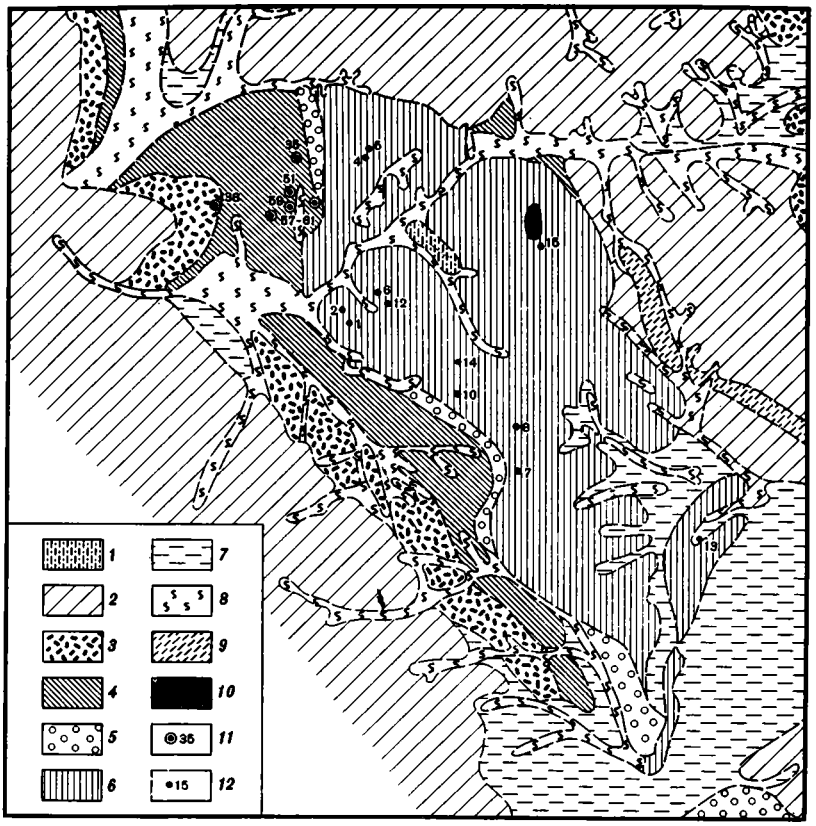
Химический состав габбро и продуктов их выветривания изучался методами весового анализа, пламенной фотометрии, колориметрии и спектрального анализа.

1. УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ ГАББРО И КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Новорудский габбровый интрузив обнажается на Северо-Восточном крыле Межсудетской мульды на площади около 15 *км*^{2} (фиг. 1).

Предполагают, что возраст его протерозойский (Ober 1957, 1960). В северо-западной части интрузива на габбро развита кора выветривания, постепенно сменяющаяся вверх красными аргиллитами, перемежающимися с бокситами. На бокситах, в некоторых местах на аргиллитах, а в краевой зоне интрузива — непосредственно на габбро, залегает мощная серия глинистых сланцев, стратиграфически принадлежащая вестфалю А и представляющая собой новорудскую фацию. Выше залегают серии продуктивного карбона (жацлерские песчаники и сланцы с пластами углей) и безугольного карбона (жацлерские отвайллерские песчаники и конгломераты), перекрытые широко распространенными кластическими породами красного лежня (пермь), на которых лежат четвертичные глины, гравий и пески.

Условия залегания коры выветривания в районе г. Новой Руды, а также тот факт, что она обладает всеми особенностями кор выветривания влажного и жаркого климата, свидетельствует о ее каменноугольном возрасте.



Фиг. 1. Схема геологического строения района г. Новой Руды

1 — мелафир; *2* — красный лежень (пермь); *3* — отвайллерские сланцы; *4* — жацлерские сланцы; *5* — сланцы (верхний карбон); *6* — габбро; *7* — диабаз; *8* — аллювиальные отложения; *9* — порфировые туфы; *10* — серпентин; *11* — буровые скважины; *12* — места отбора проб с поверхности

2. МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГАББРО И ПРОДУКТОВ ЕГО ВЫВЕТРИВАНИЯ

Новорудский интрузив характеризуется значительной дифференциацией как в петрографическом, так и в структурном отношениях. В северной его части распространены крупнокристаллические породы, представляющие собой самые глубокие горизонты застывшей магмы, в центральной — они переходят в крупноофитовые разновидности, свойственные гипабиссальному типу. Южную часть интрузива слагают диабазы, являющиеся продуктом быстрого остывания магмы на относительно небольшой глубине.

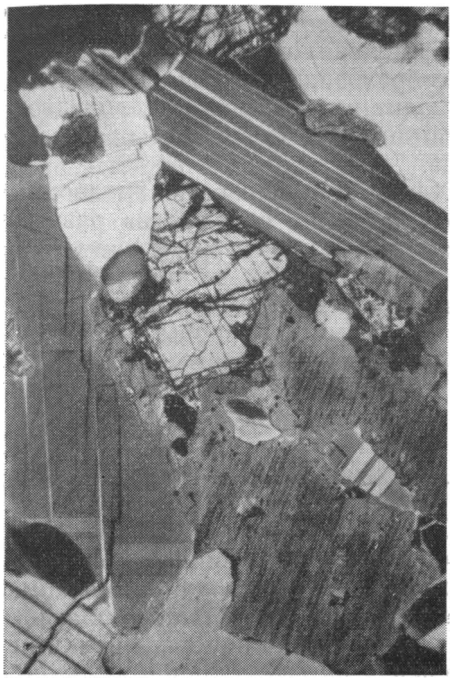
В Новорудском интрузиве можно выделить следующие разновидности габбро: 1) диаллаговое (безоливиновое), широко распространенное в окрестностях местностей Дзиковец и Слупец; 2) оливиновое, слагающее западную часть интрузива в районе местностей Слупец, Новый Дзиковец, Зацише, Новая Руда; 3) анортозиты; 4) трактолиты («форелленштейн»); 5) пироксениты, слагающие северо-восточную часть интрузива вблизи Волибужа.

Габбро обладает гипидиоморфнозернистой структурой, беспорядочной текстурой и переменным минеральным составом.

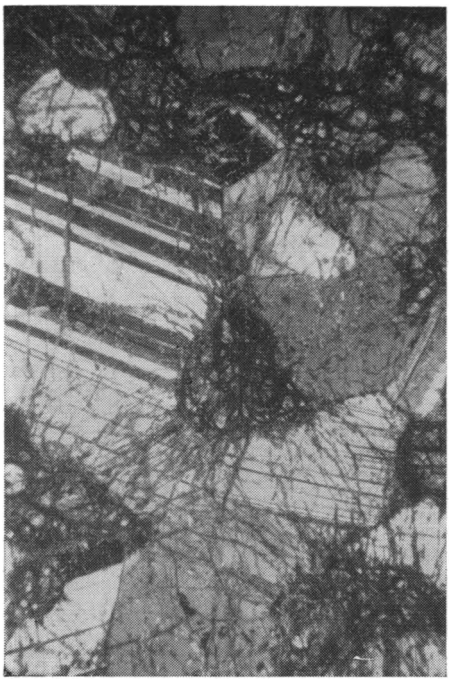
Диаллаговое габбро. Его основными минералами являются лабрадор (50—55%, а иногда 60% An) и диаллаг. Из акцессорных в нем встречаются магнетит, альменит, апатит и пирит. Иногда

пластинки плагиоклазов прорастают мелкими чешуйками слюд или зернами карбонатов, а диаллаг превращается в уралит или, реже, в хлорит.

Оливиновое габбро состоит в основном из лабрадора (65—69% An), диаллага (фиг. 2) и оливина с переменным содержанием фаялитовых частиц (20% An по Kijaki, 1933, и 32% An по Janowska — Bialowolska, 1961), а также подчиненного количества гиперстена, магнетита, апатита, ильменита и пирита. Диаллаг превращается иногда в зеленоватый



Фиг. 2. Оливиновое габбро
Хорошо различаются кристаллы лабрадора, оливина, диаллага



Фиг. 3. Изменение габбро
Вокруг зерна оливина видна кайма боулингита и талька. Краевые участки этих агрегатов карбонатизированы

амфибол, напоминающий амфибол безоливинового габбро. Значительно более интенсивным вторичным процессам подвержен оливин. Обычно он частично серпентинизирован, причем повсеместно встречаются сетчатые структуры (в сетке серпентинитовых прожилков сохраняются ячейки еще не измененного оливина).

Анортозиты сложены в основном плагиоклазом (67—73% An), в небольших количествах в них встречаются магнетит и апатит.

Троктолиты (форелленштейн) состоят из мелкокристаллической массы лабрадора или ботивнита, в которой содержатся скопления таких минералов, как оливин, и в меньшем количестве диаллаг и гиперстен. Здесь встречаются также магнетит и апатит.

Пироксенит образует в троктолите меланократовую массу, состоящую из измененного оливина и диаллага. Спорадически присутствуют магнетит и хромит.

Изменчивость минерального состава коры выветривания можно охарактеризовать следующим образом: габбро, взятое из буровых скважин с максимальных глубин, относительно малоизмененное. Обычно выветриванию в нем подвергалось лишь некоторое количество оливинов и

пироксенов (фиг. 3). Вверх по профилю количество неизмененных оливинов и пироксенов быстро уменьшается. По мере усиления процессов выветривания наступает переход к породам, в которых первичные минералы замещены вторичными, но сохранилась структура и текстура габбро. Первичный минерал можно узнать по типу замещающего его вторичного минерала, причем распределение псевдоморфоз в шлифе полностью совпадает с распределением первичных минералов.

Выше по разрезу залегают сильно измененные породы, структура и текстура которых существенно отличается от структуры и текстуры габбро. Изменение количественного состава минералов, а также интенсивное образование новых минералов, приводит к разделению продуктов выветривания в вертикальном профиле.

Фиг. 4. Измененное габбро. Пироксен замещен карбонатом

Характер вторичных процессов, наблюдаемых в породах из разных скважин, в общих чертах довольно сходен, но ввиду количественных отличий гипергенного минералообразования многие пробы обладают рядом индивидуальных особенностей. Поэтому приводимая ниже характеристика продуктов выветривания является синтезом наблюдений, проделанных на большом количестве проб.

Оливин раньше и быстрее всех породообразующих минералов подвергался выветриванию; следующим был пироксен, последним — плагиоклаз. Несомненно наиболее ранними изменениями, вызванными выветриванием, были процессы серпентинизации оливинов и уралитизация пироксенов. Нами были изучены следующие процессы:

1) карбонатизация оливинов; этот процесс протекал следующим образом: зерна оливина, пересеченные сетью серпентинитовых прожилков, по краям замещались боулингитом и тальком. Карбонатизации подвергались вначале краевые участки этих агрегатов (фиг. 4), а затем карбонаты; доломиты внедрялись в виде мелких прожилков в глубь агрегатов и со временем замещали весь агрегат;

2) хлоритизация пироксенов, выражающаяся вначале в помутнении и изменении цвета пироксенов, а затем в постепенном замещении его мелкочешуйчатым хлоритом;

3) карбонатизация пироксенов, как правило, наиболее интенсивна в местах соприкосновения пироксена с псевдоморфозами по оливину; она ведет к полному замещению хлоритовых псевдоморфоз карбонатами;

4) каолинитизация плагиоклазов, происходящая после карбонатизации оливинов и пироксенов и заполнений трещин карбонатами. Вначале она проявилась в помутнении плагиоклазов, в дальнейшем плагиоклазы прорастали густой сеткой тонких зернышек (около тысячных долей миллиметра) с низким двупреломлением и затем замещались

агрегатами мельчайших кристаллов каолинита и кварца различной ориентировки.

Описанные изменения привели к образованию на первом этапе типичных продуктов выветривания, характерных для стадии карбонатизации.

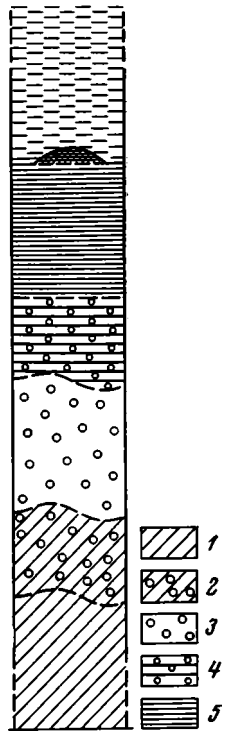
Дальнейшие изменения, вызванные процессами выветривания, отчетливо влияют на количественное отношение минералов, а также приводят к замещению существующих минералов коры выветривания другими, которые находятся в равновесии с новыми термодинамическими условиями окружающей среды.

К количественным изменениям следует отнести уменьшение содержания карбонатов в продуктх выветривания, а к качественным — рост железистости карбонатов и продуктов выветривания вообще, а также разложение каолинита с образованием свободного глинозема и кремнезема. Эти изменения приводят к образованию коры выветривания стадии декарбонатизации.

Последним качественным изменением, какое наблюдалось в породах в исследуемом интервале профиля выветривания, явились процессы, приводящие к окислению продуктов выветривания и переходу их в красную разновидность, названную аргиллитом.

Все эти минералогические изменения отражают характерные этапы в процессе выветривания. Им соответствуют следующие, выделенные в профиле выветривания, группы пород (фиг. 5):

1) неизменное габбро (пробы отбирались с обнаженных участков интрузива); 2) выветрелое габбро (из самых глубоких горизонтов, вскрытых буровыми скважинами). В нем полному разложению подверглись оливины и пироксены, плагиоклазы сохранились; 3) карбонитизированная кора выветривания. Все первичные минералы габбро подверглись замещению вторичными минералами. Кроме того, кора характеризуется высоким содержанием карбонатов (до 32 вес.% CO_2).



Фиг. 5. Схематический профиль выветривания

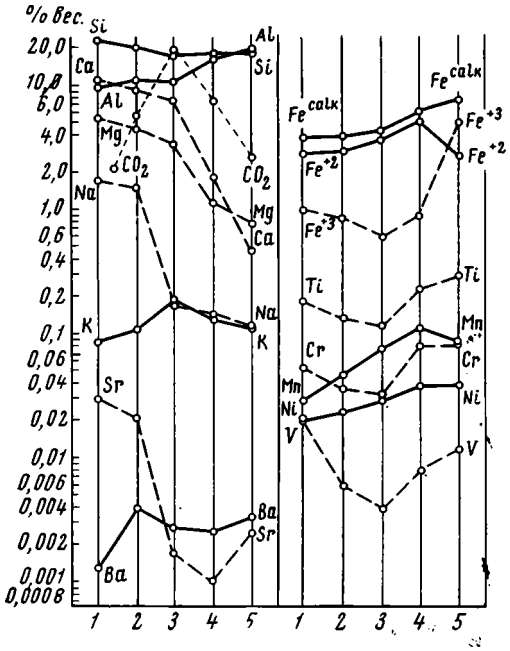
1 — габбро; *2* — выветрелое габбро; *3* — карбонитизированные продукты выветривания; *4* — декарбонатизированные продукты выветривания; *5* — аргиллит

Декарбонитизированная кора выветривания — с меньшим количеством CO_2, чем предыдущая группа пород. В отличие от карбонитизированных продуктов выветривания она содержит свободный глинозем.

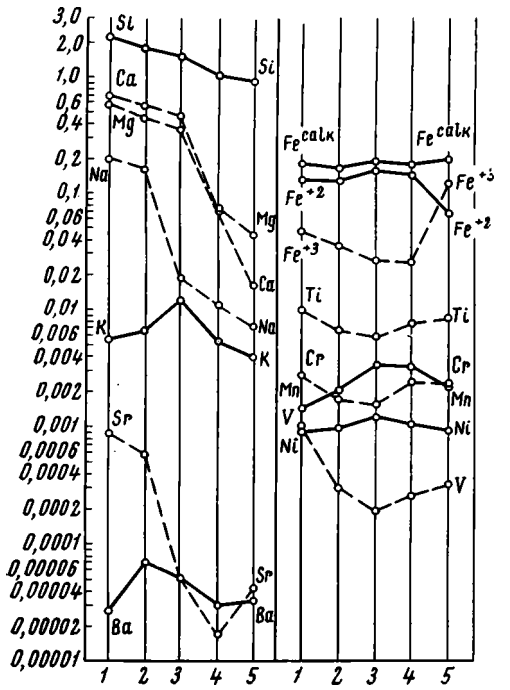
Аргиллиты, завершающие разрез, представляют собой окисленную кору выветривания.

3. ГЕОХИМИЯ ПРОЦЕССОВ ВЫВЕТРИВАНИЯ ГАББРО

На фоне минеральных изменений в вышеперечисленных пяти группах пород рассмотрим миграцию химических элементов в процессе выветривания. На фиг. 6 изображены средние содержания некоторых химических элементов при выветривании. Следует подчеркнуть, что миграцию химических элементов нельзя отождествлять с изменением их содержания в породах, поскольку увеличение содержания элемента в серии проб может быть действительным, т. е. произойти в результате привноса некоторых его количеств в данную среду, но может быть и относительным, т. е. результатом уменьшения содержания других элементов. И, наоборот, уменьшение содержания элемента может быть



Фиг. 6. Средние содержания элементов в профиле выветривания



Фиг. 7. Изменения атомной частоты элементов, отнесенной к атомной частоте алюминия в профиле выветривания

вызвано действительным его выносом или разбавлением, происшедшим в результате привноса других элементов. Чтобы прийти к правильным выводам относительно миграции химических элементов, необходимо пересчитать химический состав пород для условий, отнесенных к определенной величине, постоянной и общей для всех групп пород, составляющих последовательные звенья данного процесса. С целью проверки правильности выводов относительно миграции элементов в комплексе пород Новой Руды решено представить изменения атомной частоты элементов в отношении атомной частоты алюминия (фиг. 7). К этому решению привели автора рассуждения о подвижности химических элементов в условиях новорудского выветривания, из которых следовало, что среди всех главных элементов наименьшей подвижностью обладает алюминий.

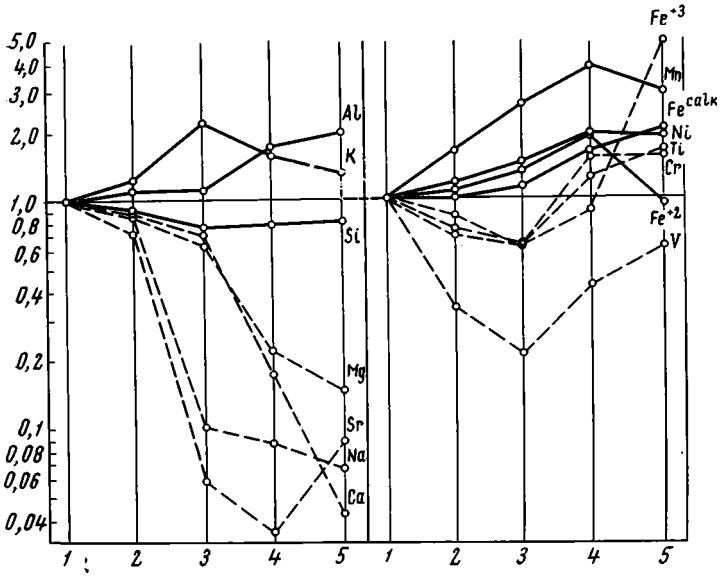
4. МИГРАЦИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ И ЕЕ СВЯЗЬ С МИНЕРАЛЬНЫМИ ИЗМЕНЕНИЯМИ

Из анализа фигур 6 и 7 следует, что на первом этапе выветривания (отрезок 1—2) наблюдается слабая миграция химических элементов; это вызвано щелочным характером среды и присутствием углекислоты, связывающей элементы, освобожденные из решетки цветных минералов, и приводящей к образованию карбонатов. Это касается прежде всего кальция и магния, которым приписывается большая миграционная способность (Перельман, 1956; Лукашев, 1956, 1958), но в наших условиях они не проявили подвижности.

На втором этапе выветривания интенсивному разложе-

нию подверглись плагиоклазы — минералы, содержащие в габброидных породах основное количество кальция, натрия и алюминия.

Известно, что главной особенностью строения кристаллических соединений является стремление к максимально уплотненной атомной упаковке. Структура плагиоклазов и других полевых шпатов, широко распространенных в природе, не отвечает плотнейшей атомной упаковке. В нее входят такие большие атомы, как кальций, натрий и калий, которые для выполнения условия плотнейшей упаковки должны занимать позиции с высокими координационными числами.



Фиг. 8. Изменения коэффициентов концентрации отдельных элементов в профиле выветривания

Большинство минералов зоны гипергенеза, в том числе глинистые, лучше соответствуют этому условию. В их структуру могут входить такие элементы, как Al, Fe, Mg, а также Ti, Cr, V, способные замещать алюминий в октаэдрических позициях (Витовская, 1962). В структуре глинистых минералов не могут принимать участия элементы с большим атомным радиусом, как, например, Na, Ca, Ba, Sr.

Поэтому они в первую очередь выносятся из пород в процессе выветривания.

Специфические условия новорудского выветривания привели к тому что кальций, освобожденный из решетки плагиоклазов, не был вынесен из продуктов выветривания, а остался на месте, будучи связанным в карбонатах. Стронций же вместе с натрием удалялся из продуктов выветривания. Поэтому натрий и стронций можно считать геохимическими показателями процессов разложения плагиоклаза в присутствии больших количеств углекислоты, так как второй этап характерен максимальной карбонатизацией.

В последующих этапах карбонатизация идет на убыль. Это связано с увеличением кислотности среды, вызванной, по-видимому, непрерывным притоком кислых растворов при одновременном передвижении фронта выветривания в глубь пород. Уменьшение pH среды вызвало интенсивное удаление кальция и магния, которые удерживались в коре выветривания в виде карбонатов.

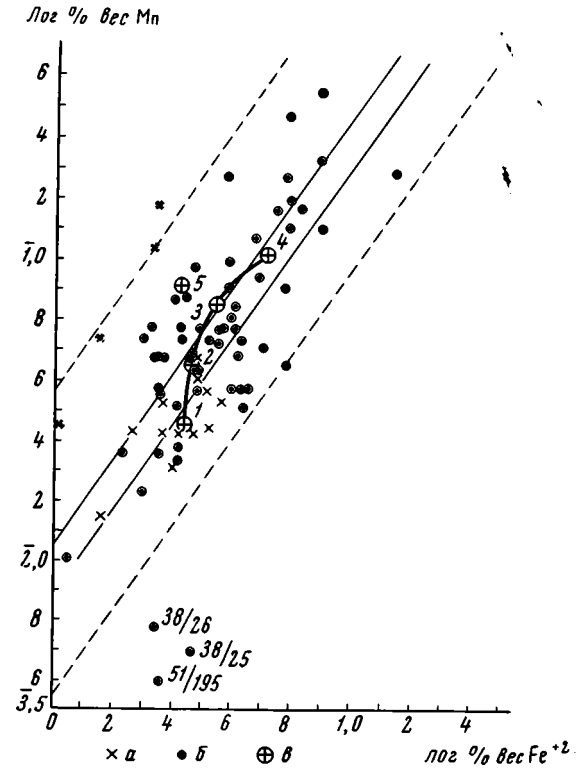
Последний этап выветривания характеризуется дальнейшей декарбонатизацией, и условия становятся более окислительными. Это под-

тверждается окислением значительного количества железа до трехвалентной формы (фиг. 7, 8).

Процессы, характерные для отдельных этапов выветривания, привели к уменьшению содержания щелочных металлов и щелочных земель и в меньшей степени кремнезема, а также к значительному увеличению в продуктах выветривания так называемых гидролизатов, особенно алюминия и железа.

5. ПОВЕДЕНИЕ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПРОЦЕССЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Кремний и алюминий в процессе выветривания габбро обладают противоположными геохимическими особенностями. Кремний, постепенно высвобождающийся из кристаллических решеток оливинов и пироксенов, а затем плагиоклазов и каолинита, непрерывно выносится из пород. Алюминий же остается на месте, т. е. относительно концентрируется.



Фиг. 9. Зависимость между содержанием Mn и содержанием Fe^{2+}: *а* — пробы свежего габбро с поверхности; *б* — пробы пород из керна (выветрелое габбро и коры выветривания); *в* — средние содержания Mn и Fe^{2+}

В итоге атомное отношение кремния и алюминия резко снижается: 2,2 — для габбро, 0,9 — для аргиллитов. Коэффициент концентрации алюминия в конечных продуктах выветривания достигает больших величин (фиг. 8), что свидетельствует о его накоплении in situ. Коэффициент концентрации кремния меньше единицы, следовательно, содержание кремния в аргиллите меньше, чем в габбро. Такое большое различие в поведении этих элементов обусловлено разницей их химических свойств. Алюминий — амфотерный, легко гидролизующийся элемент. Кремний — элемент с кислотными свойствами — обладает подвижностью в большом интервале значений pH, причем его подвижность по мере увеличения pH растворов возрастает.

Кальций и магний систематически удалялись из продуктов выветривания; этот процесс особенно усиливался при декарбонатизации коры выветривания. Кроме сходства в поведении этих элементов можно также отметить и некотрую разницу. Она ярко выражается на последнем этапе выветривания в более интенсивном удалении кальция, чем магния. Меньшая подвижность магния полностью не выяснена. Ее можно объяснить склонностью магния входить в структуры глинистых минералов, а также сорбированием его коллоидными соединениями.

Натрий и стронций содержатся в плагиоклазах. Они подвергались интенсивной миграции в интервале распространения выветрелого габ-

бро и карбонатизированных продуктов выветривания, в которых происходило разрушение структуры плагиоклазов. Их концентрация уменьшалась в этом интервале более чем в 10 раз. Сходное поведение натрия и стронция на первых этапах выветривания свидетельствует о сходстве их геохимических особенностей в определенных условиях, с изменением которых поведение элементов дифференцируется. Примером может служить последний этап выветривания; на этом этапе содержание натрия уменьшается, а стронция — отчетливо увеличивается (фиг. 7).

Особенно интересно поведение стронция. Известно, что коэффициенты растворимости карбонатов кальция и стронция близки, а pH равновесия этих соединений с дистиллированной водой отличаются незначительно. Количество углекислоты было достаточным для связывания больших количеств кальция и других элементов. Независимо от этого стронций не задерживался в продуктах выветривания, а подобно натрию удалялся. Такое разделение стронция и кальция объяснить трудно. По-видимому, оно происходило потому, что карбонат стронция — стронцианит — и распространенные в Новой Руде карбонаты — кальцит, доломит, сидерит — кристаллизуются в различных сингониях (стронцианит относится к ромбической сингонии). Стронций легко переходил в раствор.

Калий, в противоположность натрию, на первых этапах подвергался концентрации в продуктах выветривания (см. фиг. 7, 8, 9). Из фиг. 8 следует, что в интервале 1—3 геохимические тенденции калия и натрия были прямо противоположными, так как коэффициенты концентрации калия возрастали, а натрия уменьшались. Одновременно возрастало атомное отношение K : Na. Увеличение этого отношения почти на два ряда величин указывает также на принципиально различные миграционные способности калия и натрия в процессе выветривания. В последнем (4—5) интервале различия между калием и натрием уменьшаются, что обусловлено выравниванием содержания этих элементов в породе, а также сходной способностью входить в межпакетные пространства глинистых минералов, в том числе каолинита.

Дать оценку миграции Fe^{2+} и Fe^{3+} довольно трудно, ввиду изменений их содержания, вызванных действительным выносом и изменением, обусловленным окислением и редукцией. Можно лишь дать оценку миграции железа в целом. Большое количество углекислоты обеспечивало редукционные условия среды (интервал 1—4); этим объясняется преобладание Fe^{2+} над Fe^{3+}. Присутствие карбонатов в водной среде в значительной степени снижало подвижность Fe^{2+}, вызывая образование карбонатов железа. В интервале 4—5 происходило окисление значительного количества Fe^{2+} до малоподвижного Fe^{3+}. Трехвалентное железо образует соединения, легко подвергающиеся гидролизу, поэтому можно предположить, что миграция железа в профиле выветривания была незначительной. Следует подчеркнуть, что на протяжении всего процесса отношение $Fe_{общее}$: Al почти не изменялось, и лишь слабо колебалось около величины 0,17. Это доказывает, что концентрация железа возрастала почти так же, как и алюминия. Неподвижность железа при интенсивном удалении из пород других элементов обусловила увеличение содержания этого элемента в породах, являющихся последними звеньями в процессе выветривания.

Марганец, никель, титан, ванадий, хром делятся на две группы. К первой относятся марганец и никель, геохимически связанные с Fe^{2+}, ко второй — Ti, V и Cr, мигрирующие вместе с Fe^{3+}.

Марганец в габбро содержится в основном в оливинах и пироксенах, в которых он тесно связан с Fe^{2+}. Зависимость содержания Mn от Fe^{2+} продолжается также в продуктах выветривания (фиг. 9), но содержание Mn в этих породах возрастает гораздо быстрее, чем содержание Fe. В конечных продуктах выветривания коэффициенты концен-

трации достигают наибольших величин среди всех определяемых элементов.

Никель в габбро концентрируется прежде всего в оливинах и в меньшей степени — в пироксенах. В процессе выветривания они имеют небольшую подвижность. В результате выветривания концентрация никеля возрастает.

Хром и титан в габбро могут давать собственные минералы (хромит, пикотит, ильменит), а также концентрироваться в пироксенах. Ванадий не образует собственных минералов, но содержится в минералах железа и титана, особенно в рудных и в меньшей степени присутствует в решетке силикатов (чаще пироксенов, чем оливинов). В процессе выветривания поведение этих трех элементов сходное. На первых этапах выветривания (см. фиг. 8 и 9) ванадий удалялся быстрее, чем титан и хром. В дальнейшем их содержание в продуктах выветривания стало возрастать. Концентрации Ti, Cr, V уменьшались по мере усиления процессов карбонатизации и увеличивались по мере их затухания. Большое значение в миграции этих элементов (а также Fe^{3+}) приписывается органически-неорганическим комплексным соединениям, увеличению же их содержания в продуктах выветривания, содействовало, по-видимому, сорбирование их глинистыми минералами.

6. МИГРАЦИОННЫЕ СПОСОБНОСТИ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПРОЦЕССЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Исследования Б. Б. Полыновым миграционной способности элементов привели к неожиданным результатам. В частности, он обнаружил, что кальций обладает большей миграционной способностью, чем натрий, магний и калий, что противоречит данным о растворимости простых солей и геоэнергетической теории А. Г. Ферсмана (1937). Другим примером может служить бо́льшая миграционная способность натрия, чем калия, хотя растворимость их солей одинакова, а вэки близки. Это приводит к выводу, что миграционная способность элементов не всегда зависит от физико-химических свойств. Иногда более важную роль играют другие факторы, как, например, минеральный состав пород или климатические условия. Поэтому в различных региональных циклах выветривания могут присутствовать различные миграционные ряды элементов.

Как правило, миграционные способности элементов устанавливаются на основании отношения их содержания в воде, выщелачивающей породы данного комплекса, к содержанию в породах. Однако в случае древней коры выветривания такой прием неправилен. Поэтому, оценивая миграционные способности элементов в новорудском цикле выветривания, автор пользовался анализами субстрата и продуктов выветривания. Основой для оценки миграционной способности элементов являлись величины их коэффициентов концентрации в аргиллите. На этом основании составлены следующие ряды с уменьшающейся величиной этого коэффициента для главных элементов ($Ca>Na>Mg>Si>K>>Al=Fe$) и для элементов группы железа ($V>Cr\geqslant Ti>Ni\geqslant(Fe)>>Mn$).

Из приведенного выше следует, что среди главных элементов лишь оценка миграции калия в комплексе новорудских пород отличается от большинства литературных данных. Среди элементов в группе железа самый подвижный — марганец, а самый неподвижный — ванадий. Титан, признанный малоподвижным элементом, обладает миграционной способностью большей, чем у железа, даже большей, чем у марганца. Его миграционная способность уступает лишь немного миграционной способности хрома. Такую последовательность можно считать доказа-

тельством возможности подвижности в виде комплексных органо-минеральных соединений даже таких элементов, стремление к концентрации которых в продуктах гидролиза всем известно.

В итоге рассмотрения миграции химических элементов в комплексе новорудских пород стоит подчеркнуть, что элементы группы железа оказались посредственными геохимическими показателями процессов выветривания. Хорошими же показателями являются щелочные и щелочноземельные металлы, а также железо.

7. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПРОЦЕССОВ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Автор сделал попытку установить физико-химические условия процессов выветривания в параметрах Eh и pH среды.

В первоначальной стадии процесса выветривания среда была щелочной или по крайней мере нейтральной. Процессы выветривания кальциево-магниевых минералов и карбонатизация свидетельствуют не только о присутствии угольной кислоты, которая выщелачивает кальций и магний, но также и о щелочном или нейтральном, а не о кислом характере карбонатных растворов в этой зоне выветривания. Освобождаемые из структур силикатов кальций и магний, а на следующем этапе также натрий переходили в раствор, вследствие чего происходило увеличение pH среды. Поэтому диссоциация угольной кислоты сдвинулась в сторону увеличения концентрации иона.

Результатом этого процесса, обычного и характерного для случаев соприкосновения карбонатных растворов с основными породами, являлось выпадение карбонатов из раствора. Присутствие в габбро значительного количества щелочей удерживало вначале pH среды в пределах слабощелочного. По мере выпадения из раствора карбонатных минералов и передвижения фронта выветривания в глубь габброидных пород, а также в результате постоянного притока из приповерхностных зон кислых карбонатных растворов наблюдалось систематическое уменьшение pH среды. Возрастающая кислотность растворов способствовала растворению карбонатов и удалению из пород щелочных и щелочноземельных металлов. Рост кислотности растворов способствовал образованию благоприятных условий для стабилизации кремнезема в продуктах выветривания, а также благоприятствовал развитию процессов каолинизации плагиоклазов. Как известно, при каолинизации плагиоклазов ион Al^{3+} переходит из координации 4, свойственной алюминию в полевых шпатах, в координацию 6, свойственную алюминию в каолините. В кристаллохимии это означает переход алюминия из анионной, т. е. кислотной формы, в катионную, т. е. основную форму. Переход этот возможен именно при понижении pH среды. Принимая во внимание, что каолинизация плагиоклазов новорудского габбро имела место до максимума насыщения карбонатами, автор предполагает, что каолинизация происходила в среде, близкой к нейтральной. Следующим процессом был процесс разложения каолинита с образованием свободного глинозема и кремнезема.

Принимая во внимание редокс-потенциалы среды выветривания, вычислили, что для продуктов выветривания они колеблются в пределах (+) 0,67 — (+) 0,75, а в аргиллитах достигают (+) 0,84, в то время, когда нормальный потенциал реакции $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$ равен +0,77, Высокое значение потенциала для аргиллитов, отвечающее отношению $Fe^{3+} : Fe^{2+} > 1$, содействовало образованию значительных количеств гематита.

Характеризуя условия новорудской среды выветривания, можно сказать, что фронту выветривания была свойственна слабощелочная среда, но вверх по профилю выветривания pH среды уменьшалось. Для

нижних горизонтов коры выветривания была характерна восстановительная среда, для верхних — окислительная.

Верхние горизонты коры выветривания были местом скопления свободных окислов алюминия и железа и, несомненно, являлись исходным материалом для образования новорудских бокситов.

ЛИТЕРАТУРА

Витовская И. В. Минеральный состав и поведение микроэлементов в зоне гицергенеза Акчагыла и Кызыл-Эспе. Тр. ИГЕМ, вып. 75, М., Изд. АН СССР, 1962.

Лукашев К. И. Зональные геохимические типы коры выветривания на территории СССР. Изд. Белорус. ун-та, Минск, 1956.

Лукашев К. И. Основы литологии и геохимии коры выветривания. Изд. АН БССР, Минск, 1958.

Перельман А. И. Значение трудов Б. Б. Полынова для геологии и геохимии. В кн. «Кора выветривания», вып. 2. Изд. АН СССР, 1956.

Ферсман А. Е. Геохимия, т. 3, Госхимтехиздат, 1937.

Ianowska-Biatowolesca A. Piezwiastki sladowe w gabrach okolie Nowej Rudy. Prace magisterska, maszynopis. Warszawa, 1961.

Kijak E. Die karbonverwitterung des Gabbros von Neurode. Chemie d. Erde, 8, 1933.

Oberc I. Serie osadowe Ziemi Koldzkiej. Przewodnik do XXX Ljardu PTG w Liemi Klodzkiej. Wroctaw, 1957.

Oberc I. Podzial geologiezny Sudetow. Prace I. G. T. 30, czesc 2, 1960.

Польская Народная Республика
Варшава

Дата поступления
3.VIII.1966

ЛИТОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 4, 1967 г.

УДК 551.311.231(574)

ФОСФОРИТОНОСНАЯ КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ НА МЕСТОРОЖДЕНИИ БОЛЬШИЕ ДЖЕБАРТЫ

(Восточный Саян)

В. З. БЛИСКОВСКИЙ

Фосфоритное месторождение Большие Джебарты расположено в западной части Восточного Саяна, в Курагинском районе Красноярского края. Оно является как бы продолжением Сейбинского месторождения, от которого отстоит к югу на 12—15 *км*. По размерам и запасам полезного ископаемого фосфоритная залежь месторождения Большие Джебарты далеко превосходит оба сейбинских участка (Караульная горка и Владимировский) и отличается также своеобразием геологического строения и вещественного состава руд. Это позволяет нам рассматривать Большие Джебарты как самостоятельное месторождение. В статье описываются некоторые особенности фосфоритоносной коры выветривания на нем.

Разрез месторождения слагают породы верхней части павловской свиты (поздний докембрий — синий). В шурфах, канавах и скважинах вскрываются две толщи этой свиты (снизу):

1) карбонатная, видимой мощностью более 150 *м*,
2) кремнисто-сланцевая мощностью 150 *м*.

Павловская свита образует синклинальную складку субширотного простирания. В ее ядре узкой полосой (150—400 *м*) выходят измененные кремнистые сланцы, крылья слагаются карбонатной толщей. Складка резко опрокинута, ее южное крыло довольно пологое, северное — очень крутое (фиг. 1).

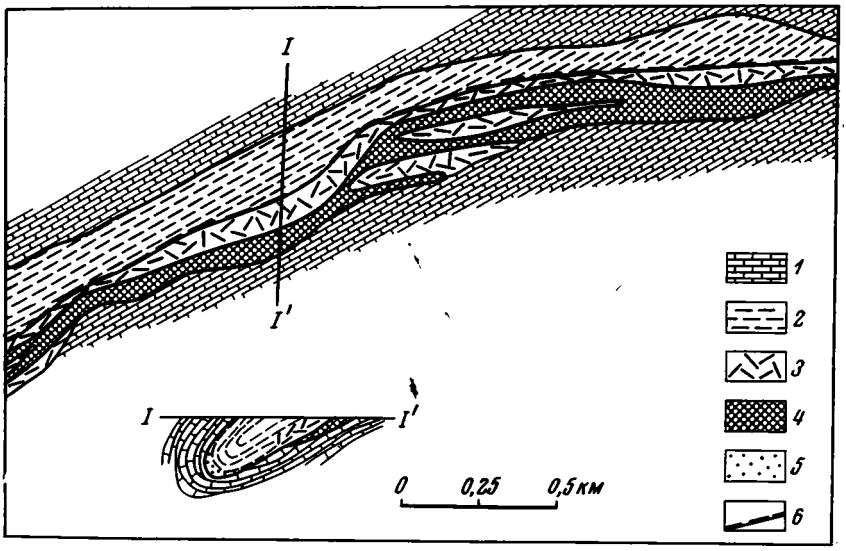
Карбонатная толща слагается известняками и в меньшей степени — доломитами. Окраска ее от светло- до темно-серой, почти черной в углистых разностях. Породы кристаллическизернистые, массивные, слоистые и линзовидно-слоистые. Местами отмечается мраморизация. Встречаются прослои серых кремней мощностью до 1,5—2,0 *м*.

Первичная фосфатизация в карбонатной толще наблюдалась в керне некоторых скважин. В сером известняке заключены темные сажистые углисто-фосфатные прослои (1—2 *см*) и округлые включения размером до 3—4 *см*. Образования эти большей частью сингенетичны, но местами вещество их переотлагалось при вторичных процессах в секущих и согласных прожилках. В материале одного из прослоев определено 5,9% P_2O_5.

Кремнисто-сланцевая толща сложена почти исключительно серыми фтанитами — кремнистыми и серицито-кремнистыми сланцами, состоящими в основном из мелких индивидов кварца размером 0,02—0,05 *мм*. Кварцевые зернышки, почти изометричные или слегка вытянутые, образуют мозаичную гранобластовую структуру. Другим компонентом породы является минерал типа серицита, тонкие, ориентированные по

напластованию чешуйки которого подчеркивают слоистую текстуру породы. Количество серицита невелико (2—12%).

В этой толще, преимущественно в ее низах, залегают первичноосадочные фосфориты — крепкие, слоистые, пигментированные углистым веществом. Они слагают маломощные (до 0,4 *м*) прослои и линзы среди кремнистых сланцев.



Фиг. 1. Схематический план и разрез (по линии *I—I'*) месторождения Большие Джебарты

1 — известняки; *2* — структурный глинистый элювий кремнистых сланцев; *3* — бесструктурный глинистый элювий кремнистых сланцев; *4* — вторичные фосфориты; *5* — фосфатно-кварцевые пески — отложения подземных карстовых рек (только на разрезе); *6* — граница зон структурного и бесструктурного элювия

В шлифе видно, что фосфатное вещество обычно изотропно и находится в тонком прорастании с кремнеземом. В породе заключены также поля и участки тонкозернистого кварцевого материала. По многочисленным трещинкам переотложен чистый, слегка раскристаллизованный фосфат. По трещинкам же перемещалось органическое вещество фосфоритов; в результате порода часто имеет неравномерную окраску, некоторые участки ее осветлены.

Содержание P_2O_5 в образцах первичноосадочных фосфоритов колеблется от 20 до 30%, иногда достигает 40%.

Практического значения первичные фосфориты не имеют: линзы и прослои их слишком маломощны и невыдержанны. Они, однако, были продуцирующими при образовании широко развитых на месторождении вторичных фосфоритов, связанных с древней корой выветривания фосфоритоносных пород павловской свиты.

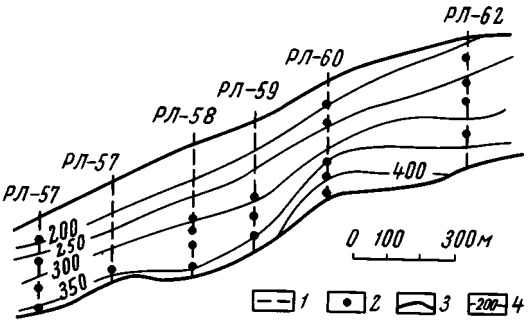
О возрасте этой коры выветривания точных данных пока нет, условно она считается мезо-кайнозойской. Очевидно лишь, что она формировалась раньше современного рельефа, так как залежи вторичных фосфоритов присутствуют на водоразделах, но не встречаются во врезанных долинах.

Кора выветривания на месторождении сформирована в результате длительных и сложных процессов и подразделяется нами на первичную и наложенную.

1. ПЕРВИЧНАЯ КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ

Как известно, образование коры выветривания часто связывается с карстовыми процессами (Гинзбург, 1952). На описываемом месторождении эта связь выступает особенно отчетливо. Механизм ее можно представить себе следующим образом.

В определенный момент геологического развития известняки и доломиты карбонатной толщи оказались относительно близко к дневной поверхности, в зоне действия агрессивных поверхностных вод. Последние, выщелачивая карбонатные породы, создавали многочисленные полости и пустоты. Полости частично заполнялись плохо растворимыми компонентами карбонатных пород — кремнистыми и алюмосиликатными минералами, кровля над ними проседала, образуя карстовые воронки. Таковы были результаты выветривания в местах непосредственного выхода известняков на дневную поверхность.



Фиг. 2. План рельефа закарстованной поверхности карбонатной толщи в центральной части месторождения

1 — разведочные линии; *2* — буровые скважины; *3* — границы выхода на поверхность сланцевой толщи; *4* — изолинии равных отметок верхней поверхности карбонатной толщи (отметки положительные) (разрез *I—I'* на фиг. 1 — по РЛ-58)

Там, где карст развивался под кремнисто-сланцевой толщей, протекали более сложные процессы.

На фиг. 2 изображена схема закарстованной поверхности карбонатной толщи, построенная по данным бурения на южном крыле складки для центральной части месторождения. Эта схема очень приблизительна, поскольку карбонатная толща вскрывается в немногих скважинах. Тем не менее и на ней видно, что размытая поверхность имеет падение, близкое к моноклинальному, т. е. карст развивается по контакту известняков и кремнистых сланцев. Месторождения, образованные в такого рода карстовых полостях, И. З. Корин (1952) называет контактово-карстовыми.

Уровень карстовых вод послужил базисом эрозии при выветривании вышележащих сланцев и фосфоритов. Активные поверхностные воды, насыщенные кислородом, углекислотой и почвенными кислотами, фильтруясь сквозь породы сланцевой толщи, интенсивно изменяли и выщелачивали их.

Кора выветривания, таким образом, является «надкарстовой». По классификации И. И. Гинзбурга (1952, 1957) она относится к типу площадных кор, но локализуется линейно, поскольку совпадает с узкой полосой выхода фосфатно-кремнистой толщи.

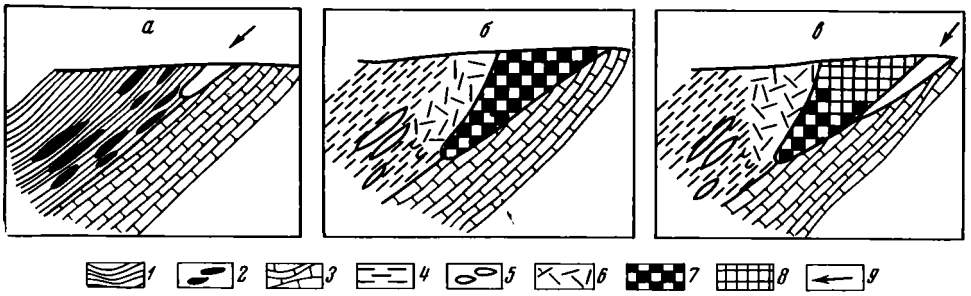
На фиг. 1 и 2 отчетливо видна связь глубин залегания фосфоритоносной сланцевой пачки с процессами образования вторичных фосфоритовых руд в коре выветривания. Закарстованные зоны отмечаются на глубине до 200 *м*. Эта цифра, видимо, соответствует положению древнего уровня грунтовых вод.

Там, где мощность сланцевой толщи над карстовой полостью была небольшой, она просела и обрушилась. Сланцево-фосфоритные породы полностью дезынтегрировались, что способствовало их дальнейшему глубокому выветриванию. Здесь образовались залежи карстовых фосфоритов, среди которых преобладают кремнисто-фосфатные брекчии обрушения. Фтанитовые породы над ними полностью разрушены и превра-

щены в бесструктурную элювиальную кремнисто-гидрослюдисто-глинистую массу (южное крыло синклинальной складки).

Иная картина наблюдается в северной части месторождения, где глубины залегания поверхности известняков, а следовательно, и карста довольно велики.

Большая мощность толщи сланцев над карстовыми зонами обусловила ее относительную механическую устойчивость — деформация пород ограничивалась здесь лишь незначительным проседанием. И в этом случае агрессивные поверхностные воды, фильтруясь сквозь фтанитовые



Фиг. 3. Схема формирования коры выветривания на месторождении Большие Джебарты

а — начальный этап; *б* — развитие первичной коры; *в* — развитие наложенной коры.
1 — кремнистые сланцы; *2* — линзы кремнистых фосфоритов; *3* — известняки; *4* — структурный глинистый элювий сланцев; *5* — то же, первичных кремнистых фосфоритов; *6* — бесструктурный глинистый элювий сланцев; *7* — вторичные фосфориты; *8* — их структурный и бесструктурный элювий; *9* — направление развития карста

породы, сильно воздействовали на последние, изменяя и разрушая их. Однако эти изменения происходили в основном in situ, без нарушения сплошности породы (фиг. 3, *а*, *б*). Измененные кремнистые сланцы здесь полностью сохранили слоистую текстуру первичных фтанитов. Они представляют собой мягкую белесо-серую маршаллито-гидрослюдистую породу. Количество кварца в них значительно уменьшилось, преобладающим стал гидрослюдисто-серицитовый минерал, составляющий 50—60% породы.

Неизмененные кремнистые сланцы встречаются на месторождении лишь в тех участках, где подстилающие карбонатные породы не закарстованы. Но часто даже в образцах, кажущихся менее всего измененными, можно наблюдать интересные структурные реликты — ромбические и треугольные поры выщелачивания размером до 2 *мм*. Стенки пор покрыты бурыми пленками и налетами гидроокислов железа. По-видимому, в породе присутствовал первичноосадочный рудный минерал железа. Наблюдались также тонкие (до нескольких миллиметров) линзовидные прослойки пирита, частично или полностью замещенные гидроокислами железа. Первичность таких прослойков несомненна — в шлифах видно, как они повторяют плойчатость породы.

Вся толща фосфатно-кремнистых пород над глубоко залегающей закарстованной поверхностью карбонатной толщи изменена довольно равномерно и превращена в структурный глинистый элювий. Соответственно были изменены и линзы первичноосадочных кремнистых фосфоритов. Поэтому сколько-нибудь заметного перераспределения фосфора при вторичных процессах и обогащения им определенных локальных участков здесь не происходило.

Таким образом, в первичной коре выветривания на месторождении Большие Джебарты по характеру выветривания вмещающих и фосфоритных пород выделяются две структурно-литологические зоны (см. фиг. 1): зона структурного глинистого элювия — в центре и северной части выхода сланцево-фосфоритной пачки, и зона бесструктурного гли-

нистого элювия — вдоль южной части выхода сланцево-фосфоритной пачки.

Они разграничиваются глубинами залегания поверхности закарстованного известняка в 80—100 *м*. Примерно на этой глубине выщелачивания сланцевая толща достаточно устойчива, чтобы противостоять обрушению.

Рассмотрим характеристику фосфоритов каждой зоны.

Фосфориты зоны структурного глинистого элювия. В выветрелых породах этой зоны не происходит вторичного обогащения фосфатом. Фосфатные образования здесь интересны лишь с генетической точки зрения. Мы выделяем среди них следующие типы: структурный глинистый элювий первичных фосфоритов, фосфатные песчано-глинистые отложения подземных карстовых рек и фосфатные брекчии.

Структурный глинистый элювий первичных кремнистых фосфоритов представляет собой мягкую темно-серую, до черной, вязкую или относительно рыхлую фосфатную или фосфатно-глинистую массу. Слоистая текстура породы и ее соотношения с вмещающими сланцами остаются неизмененными. Темные линзочки глинистого фосфорита хорошо различимы в светло-сером элювии сланцев; содержание P_2O_5 в линзочках достигает 30%. Поскольку фосфориты залегают среди относительно устойчивых против выветривания кремнистых сланцев, их структурный элювий встречается только в виде маломощных линз и прослоев.

Фосфатные песчано-глинистые отложения подземных карстовых рек — серые и желтовато-серые фосфатно-кварцевые пески, по внешнему облику напоминающие речные, но с высоким содержанием глинистого материала. Располагаются они в области самых низких отметок размытой поверхности известняков (см. фиг. 1). Уровень подземной пещерной реки служил в свое время базисом эрозии карстующих вод.

В составе псаммитовой части породы преобладает кварц — жильный и в виде обломков кремнистых сланцев. Темные угловатые зернышки кремнистых фосфоритов присутствуют в небольших количествах. Содержание P_2O_5 в породе не превышает 3—4%.

Прослоечки фосфатно-кварцевого песка мощностью 10—30 *см* нередко встречаются в разрезах скважин и, видимо, представляют собой отложения мелких подземных водотоков. Лишь одна скважина вскрывает такие пески на большую мощность (более 60 *м*). Поэтому трудно сказать что-либо определенное о распространении этих отложений на площади.

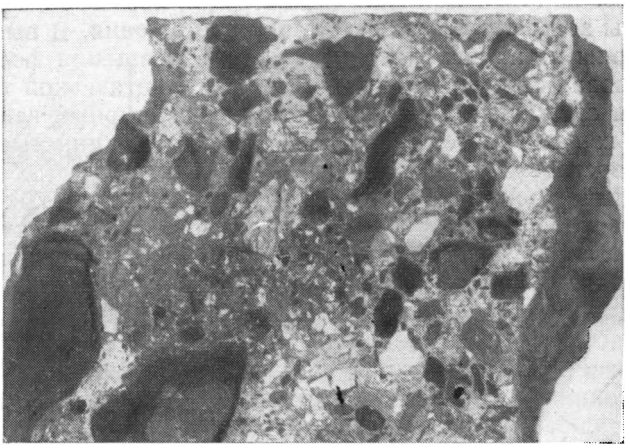
Брекчиевые фосфориты не типичны для описываемой зоны. Иногда они встречаются на больших глубинах под структурным глинистым элювием. Мощность их не превышает 3,5 *м*. Подобные случаи объясняются частичным обрушением кровли в самых нижних ее горизонтах, что связано, очевидно, с особенностями залегания пород (наличие зон тектонической трещиноватости и т. п.). Описание фосфоритов этого типа дается ниже.

Фосфориты зоны бесструктурного глинистого элювия. В этой зоне широко развиты типичные фосфатные брекчии обрушения (фиг. 4, 5). В результате обрушения и последующей полной дезынтеграции пород во вторичные процессы оказались вовлеченными, помимо фосфатных, также кремнистые, железистые, марганцовые и карбонатные соединения. Эти основные компоненты слагают и обломочную часть и цемент породы. Относительное содержание их колеблется в широких пределах.

Фосфатный материал встречается в виде обломков первичных и вторичных фосфоритов и в цементе совместно с кремнеземом, гидроокислами железа и марганца. Представлен изотропным или слегка раскристаллизованным трехкальциевым фосфатным минералом из группы апатита (показатель преломления $N = 1{,}606—1{,}619$).

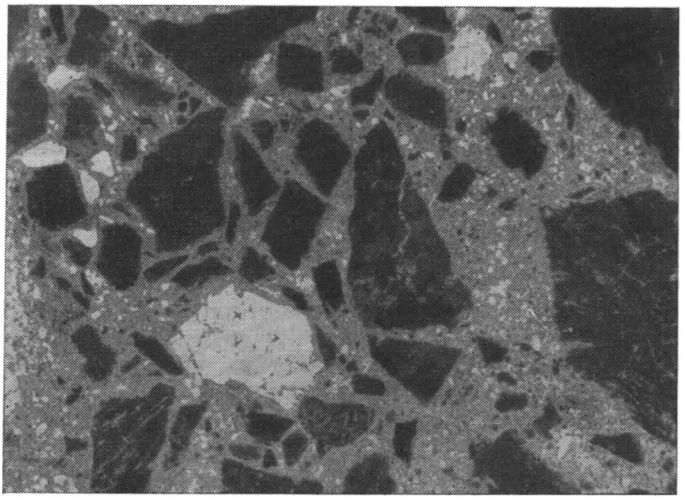
Кремнистый материал в кластической части брекчий присутствует в виде угловатых обломков фтанитовых пород или жильного кварца, а также натечных образований.

Окислы железа в различной степени гидратированы — от почти чистого гематита до гидрогётитовых разностей. Угловатые обломки или



Фиг. 4 Фосфоритная брекчия

В обломочной части присутствуют стяжения железистых гидроокислов, первичные кремнистые и вторичные инфильтрационные фосфориты, кремнистые сланцы. Цемент — глинисто-железисто- и кремнисто-фосфатный. Штуф, нат. величина



Фиг. 5. Кремнисто-фосфоритная брекчия

Обломочная часть представлена почти исключительно угловатыми первичными кремнистыми фосфоритами (темное), в меньшем количестве присутствуют кварц и обломки фтанитовых пород (белое). Цемент — кремнисто-фосфатный. Шлиф, ×50, без анализатора

округлые железистые стяжения присутствуют в большей части брекчиевых образований; часто темно-бурая гидрогётитовая масса слагает цемент брекчии. Иногда гидроокислы железа сорбируют небольшие количества фосфата — анализы показывают содержание в них 3—5%

P_2O_5, тогда как фосфатных минералов при микроскопическом исследовании не обнаруживается.

Землистый вад-псиломелан встречается иногда в цементе и в железистых стяжениях. Марганец извлечен, очевидно, из фтанитов, где часто встречается в повышенных концентрациях.

Кальцит и реже доломит слагают угловатые обломки в брекчии, встречаются в цементе и выполняют в нем секущие жилки.

В зависимости от преобладания тех или иных компонентов выделяются несколько типов брекчий. Из них продуктивными являются кремнисто-фосфатные, железисто-фосфатные, железисто-марганцовисто-фосфатные, а также карбонатно-фосфатные брекчии. Состав их непостоянен, но анализы, приведенные в таблице, довольно типичны.

Наиболее широко распространены кремнисто- и железисто-фосфатные разности. Марганцовистые брекчии довольно редки, карбонатно-фосфатные также играют небольшую роль и встречаются лишь в нижней части залежи, вблизи контакта вторичных фосфоритов с подстилающими известняками. Кроме того, присутствуют железисто-кремнистые и т. п. нефосфатные образования.

Залежь вторичных фосфоритов, приуроченная к южному пологому крылу складки, сложена почти исключительно фосфатными брекчиями. Она вытягивается в субширотном направлении и выходит на поверхность узкой полосой, местами заключающей участки нефос-

Химический состав некоторых фосфоритов месторождения Большие Джебарты

№ п.п.	Номер образца пробы	Содержание (%)																			
		P_2O_5 общ.	P_2O_5 * в лимон. кисл.	нераств. остаток *	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	MnO	K_2O	Na_2O	общ. S	CO_2	F	H_2O+	$C_{орг}$	Сумма I	O соотв.	Сумма II
I	019/2	18,57	—	53,10	52,70	0,33	сл.	—	24,70	0,29	—	—	—	—	0,29	1,52	—	—	92,40	0,64	97,76
II	769	27,03	3,97	32,13	—	—	—	—	34,34	—	—	—	—	—	0,26	2,45	0,16	0,41	—	—	—
III	018/1	27,55	—	18,80	17,02	1,94	2,68	—	38,96	0,36	—	—	—	—	1,79	—	—	—	90,30	—	—
IV	775в	19,43	5,26	22,45	22,11	2,32	20,52	—	25,77	—	—	—	—	—	—	1,71	2,99	—	94,85	0,71	94,14
V	775а	22,02	3,92	21,25	—	11,00		—	27,99	—	3,20	—	—	—	—	1,71	2,73	—			
VI	2277	27,66	7,39	11,37	—	—	2,47	—	40,60	0,45											
VII	018	11,80	5,18	66,56	62,58	3,86	2,03	0,35	15,24	0,41	—	0,44	сл.	0,31	0,55	1,03	1,85	—	100,45	0,43	100,02
VIII	019	13,45	5,81	58,51	58,15	3,63	2,31	0,32	17,78	0,41	—	0,40	0,14	0,29	0,66	1,20	3,24	—	101,98	0,50	101,48
IX	741	6,02	—	50,80	43,47	11,65	14,48	—	8,60	—	—	—	—	—	0,89	0,85					

* В сумму не входит.

Примечание: Анализы выполнены в лаборатории Государственного института горнохимического сырья.

I—II — первичноосадочные кремнистые фосфориты (штуфы); III — эпигенетический инфильтрационный фосфорит (штуф); IV — эпигенетический фосфорит-железисто-кремнисто-фосфатная брекчия (штуф); V — эпигенетический фосфорит-марганцовисто-фосфатная брекчия (штуф); VI— эпигенетический фосфорит-кремнисто-фосфатная брекчия (штуф); VII—VIII— эпигенетические фосфоритные брекчии, сильно разрушенные при наложенном выветривании (технологические пробы);

IX — структурный глинистый элювий эпигенетической фосфоритной брекчии (штуф).

фатного бесструктурного элювия. Залежь падает к северу под углом 30—35°. По простиранию она прослежена более чем на 2,5 *км*, мощность ее меняется от 15 до 50 *м*. Ширина залежи в плане достигает 150 *м*.

Содержание P_2O_5 сильно колеблется, составляя по отдельным пробам 25—35%, что, если учитывать крупные размеры залежи, свидетельствует о значительной концентрации фосфата в первичной коре выветривания.

2. НАЛОЖЕННАЯ КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ

Процессы развития первичной коры выветривания привели к образованию различных фосфоритных брекчий — крепких литифицированных пород, в которых обломки различного состава прочно сцементированы глинисто-кремнисто-фосфатным (иногда железистым) цементом.

В настоящее время, однако, подобные породы играют на месторождении явно подчиненную роль. Большая часть сформированных вторичных фосфоритов была существенно изменена в течение последующей геологической истории. В горных выработках и отдельных штуфах пород хорошо видны характер и последовательность изменений вторичных фосфоритов при дальнейшем выветривании. Гидрослюдистые глинистые минералы замещают сначала цемент, а затем постепенно и обломки брекчий — в первую очередь фосфоритные, а вслед за ними и кремнистые. Менее выветрелые брекчии представляют собой песчанисто-глинистую массу с погруженными в нее обломками фосфоритов, фтанитов и т. д., часто с хорошо сохранившимися структурными реликтами. Наиболее выветрелые бесструктурные разновидности почти совсем лишены обломков.

Эти изменения свидетельствуют об интенсивных процессах наложенного выветривания, происшедших вслед за развитием первичной коры в новых геологических условиях. После образования залежи фосфоритов развитие карста продолжалось опять же в приконтактовой зоне карбонатных пород — на этот раз вблизи контакта с фосфоритами первичной коры выветривания. Это привело к существенному изменению гидрогеологического режима. Базисом эрозии стали карстовые полости, непосредственно подстилающие сформированную залежь.

В результате надкарстовому выветриванию стали подвергаться вторичные брекчии фосфоритовой залежи, что и обусловило развитие наложенной коры выветривания. Стадии этого процесса изображены на фиг. 3.

Продукты наложенного выветривания фосфатных брекчий — их структурный и бесструктурный глинистый элювий — выделяются под названием «рыхлых» фосфоритов (в отличие от крепких неизмененных «каменистых» брекчий).

Наложенная кора выветривания развита на месторождении очень широко: вторичные фосфориты большей частью сильно разрушились и лишь на значительных глубинах — около 80—90 *м* — они не затронуты наложенным выветриванием. Поскольку, однако, развитие последнего контролировалось рядом локальных факторов (особенностями микрорельефа, трещиноватостью пород и т. д.), встречаются отдельные блоки почти неизмененных каменистых брекчий и полная гамма переходных разностей от них — через структурный элювий фосфатных брекчий к фосфатным глинам. Последние представляют собой бесструктурный глинистый элювий вторичных фосфоритов.

Наложенное выветривание вторичных фосфоритов сопровождалось выносом фосфата, в рыхлых фосфоритах его значительно меньше, чем в каменистых разностях. В результате из общих запасов руд в 17 млн. *т* бóльшую часть составляют фосфатные образования наложенной коры выветривания — низкокачественные (10—12% P_2O_5) и сильно глинистые

Это делает проблематичным промышленное освоение месторождения (Блисковский, 1965_2).

В процессе выветривания фосфатных брекчий длительное время не происходило каких-либо изменений фосфатного вещества — в рыхлых фосфоритах оно представлено, как и в каменистых брекчиях, тонкодисперсным трехкальциевым фосфатом из группы апатита. Лишь на конечных стадиях процесса, после образования бесструктурного глинистого элювия по фосфоритам первичной коры выветривания, фосфатные минералы начинают претерпевать химические превращения. Благодаря огромной реакционной поверхности трехкальциевый фосфат взаимодействует с алюмосиликатными глинистыми минералами с образованием алюмокальциевого фосфата крандаллита $CaAl_3(PO_4)_2(OH)_5 \cdot H_2O$. Присутствие этого минерала мы обнаружили в пелитовых классах рыхлых фосфоритов.

На месторождениях Сенегала (Capdecomme, 1952, 1953) образование крандаллита происходит в начальных этапах формирования алюмофосфатных пород в богатой алюминием зоне, предшествуя образованию бескальциевых алюмофосфатных фаз — вавеллита и др. Подобного рода минералообразование на месторождении Большие Джебарты сильно замедлено, поскольку протекает в умеренном климате.

Процессы разрушения в наложенной коре выветривания вторичных фосфоритовых руд, залежи которых сформировались на карбонатном ложе, не требуют, как мы видим, для своего развития каких-либо особых специфических условий. Пожалуй, единственным условием является большая продолжительность карстования известняков, подстилающих фосфоритоносные породы [1].

Поэтому подобные процессы распространены довольно широко. Именно они привели к образованию элювиальных фосфатных глин на Ашинском и Белоусинском месторождениях СССР, в Северной Франции и т. д. (Водорезов и др., 1956; Смирнов, Шмелькова, 1962; Dieulafait, 1884).

Они развиваются также на месторождениях островных фосфоритов в условиях тропического климата (Phosphorus a. potassium, 1963). В тропиках, однако, фосфатные образования наложенной коры выветривания не обеднены фосфатом по сравнению с первичной корой и содержат 25—35% P_2O_5 (и примерно столько же Al_2O_3 и Fe_2O_3).

Это связано с тем, что при латеритном выветривании алюмосиликаты разлагаются с образованием свободных гидроокислов алюминия и железа. Последние легко реагируют с кальциевыми фосфатами, давая различные алюмо- и феррофосфаты, которые ввиду чрезвычайно малой растворимости устойчивы даже в условиях наложенной коры выветривания (Бушинский, 1951).

В умеренном же климате фосфат существует в своей трехкальциевой форме и относительно легко растворяется и выносится. В итоге при наложенном выветривании происходит обеднение эпигенетических фосфоритовых руд, как это было показано выше на примере месторождения Большие Джебарты.

ЛИТЕРАТУРА

Блисковский В. З. О продолжительности формирования фосфоритоносной коры выветривания на одном из месторождений Восточной Сибири. Литология и полезн. ископ., № 4, 1965.

Блисковский В. З. Фосфоритные руды месторождения Большие Джебарты. Техн. и экон. информ. сер. «Промышл. горнохим. сырья и природных солей», вып. 3 (Научн.-исслед. ин-т техн.-экон. инф. в хим. пром. (НИИТЭХИМ), 1965.

[1] В заметке автора (Блисковский, 1965_1) длительность формирования наложенной коры выветривания определяется ориентировочно в несколько десятков миллионов лет.

Бушинский Г. И. О выветривании фосфоритов. В кн. «Вопросы литологии и стратиграфии СССР». Памяти акад. А. Д. Архангельского. Изд. АН СССР, 1951.
Водорезов Г. И., Варламов Н. П., Мульменко М. А. Ашинское месторождение фосфоритов в Приуралье. В кн. «Вопросы геологии агрономических руд». Изд. АН СССР, 1956.
Гинзбург И. И. Мезозойские карсты и связанные с ними полезные ископаемые на Урале. В кн. «Кора выветривания», вып. 1. Изд. АН СССР, 1952.
Гинзбург И. И. Кора выветривания, ее диагностические признаки и значение в фациальном анализе. В кн. «Методы изучения осадочных пород», т. 2. Изд. АН СССР, 1957.
Корин И. З. О контактово-карстовом типе месторождений в коре выветривания. В кн. «Кора выветривания», вып. 2. Изд. АН СССР, 1956.
Смирнов А. И., Шмелькова Ю. Ф. Фосфориты Белоусинского месторождения (Кузнецкий Алатау). Тр. Научн.-исслед. ин-та горно-хим. сырья, вып. 7, 1962.
Capdecomme L. Sur les phosphates alumineux de la région de Thiés (Sénégal), Compt. rend. Acad. sci., t. 235, № 2, 1952.
Capdecomme L. Etude mineralogique des gites de phosphates alumineux de la région de Thiés (Sénégal). Alger, 1953. (Compt. rend. Congres geol. intern., sess. 19, 1952).
Dieulafait M. Sur l'origine des phoshpates dans les terraines calcaires. Compt. rend. de l'Acad. sci., t. 99, № 2, 1884.
Oceanic phosphate deposits in the Solomon Islands. Phosphorus and potassium, № 5, 1963.

Государственный институт
горнохимического сырья
Люберцы

Дата поступления
5.VIII.1965

ЛИТОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 4, 1967 г.

УДК 553.31(574)

О НОВОМ РАЙОНЕ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ СРЕДНЕОЛИГОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В СЕВЕРНОМ ПРИАРАЛЬЕ И НА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОМ УСТЮРТЕ

В. А. БРОНЕВОЙ, Р. Г. ГАРЕЦКИЙ и Л. Г. КИРЮХИН

Первые упоминания о находках оолитовых железных руд на северных берегах Аральского моря появились еще в начале прошлого века (Эверсман, 1840). Однако только в начале XX в. было опубликовано относительно подробное описание одного из выходов этих образований на поверхности (Берг, 1908) и лишь в 1938 г. было доказано существование в этом районе промышленных залежей (Яншин, 1940, 1953). В дальнейшем работами А. Л. Яншина и геологов Западно-Казахстанского ГУ (Д. Н. Архангельский, С. Л. Спирин, Д. П. Словягин, П. П. Сударев, Е. И. Дмитриев и др.) на территории Северного Приаралья было открыто три крупных железорудных месторождения (Кутанбулак, Талды-Эспе, Кокбулак) и более 15 рудопроявлений и мелких месторождений.

Материалы о стратиграфии этих образований, вещественном составе руд и вмещающих пород, текстурных признаках рудоносных отложений, морфологии и распространении рудных тел, геохимии некоторых из них содержатся в основном в работах Л. Н. Формозовой (1951, 1953, 1963 и др.). Монография Л. Н. Формозовой «Железные руды Северного Приаралья» (1959) является подробной сводкой всех материалов по этим месторождениям и содержит кроме фактических данных большой раздел, посвященный разработке ряда теоретических вопросов образования оолитовых руд железа. Как выяснилось, железные руды Северного Приаралья в генетическом отношении представляют собой новую группу типов, а именно, руды континентального происхождения, приуроченные к речным, лиманным, дельтовым и озерным [1] отложениям.

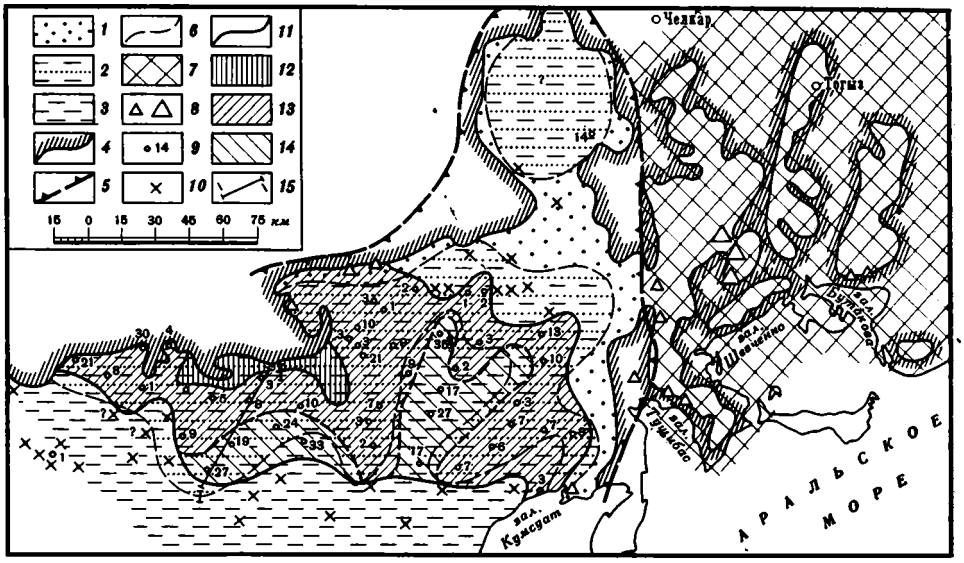
В 1960—1961 гг. на северо-западном берегу Аральского моря проводились геологосъемочные исследования, сопровождавшиеся значительным объемом буровых работ, которые выявили здесь в разрезе олигоценовых отложений сравнительно выдержанный горизонт железистых песков и песчаников черного или темно-зеленого цвета; по его кровле условно проводилась граница среднего и верхнего подотделов олигоценового отдела (И. С. Плещеев, Е. О. Головачева и др.). В дальнейшем (с 1962 по 1965 г.) подобные образования в той же части разреза отмечались другими геологами, работавшими на Северном Устюрте и в Северном Приаралье (Л. Г. Кирюхин, Б. З. Урецкий, Г. Т. Давидович и др.).

Материалом для настоящей статьи послужили образцы, отобранные из естественных обнажений и керна скважин, пробуренных 11-й экспедицией ВАГТа, Челкарской комплексной гидрогеологической партией и трестом «Актюбнефтеразведка», а также данные тематических литолого-

[1] Месторождения оолитовых железных руд последнего типа в дальнейшем оказались прибрежно-морскими.

стратиграфических исследований, проведенных сотрудниками ВСЕГЕИ и ГИН АН СССР.

Изучение собранных материалов показало, что на северо-востоке плато Устюрт и в прилегающих к нему с востока и северо-востока районах Северного Приаралья выделяется обширный район резко повышенных (рудных) концентраций железа, приуроченных к морским олигоценовым отложениям. Назовем его Кашкаратинским железорудным районом по



Фиг. 1. Литолого-палеогеографическая карта Северного Приаралья

Средний олигоцен: *1* — преимущественно песчаные мелководные морские отложения; *2* — преимущественно глинисто-алевритовые морские отложения; *3* — преимущественно глинистые морские отложения; *4* — границы современного распространения отложений среднего олигоцена; *5* — границы морского бассейна; *6* — границы литолого-фациальных комплексов морских отложений; *7* — приморская равнина, периодически на отдельных участках затоплявшаяся морем; *8* — месторождения и рудопроявления среднеолигоценовых оолитовых руд железа, отнесенные Л. Н. Формозовой к континентальному типу месторождений оолитовых руд железа (месторождения, отнесенные, согласно новым данным, к позднему олигоцену, на эту карту не нанесены); *9* — скважины, вскрывшие железные руды (цифра рядом со значком скважины — суммарная мощность в *м* железорудного горизонта); *10* — скважины, в которых железорудные отложения отсутствуют; *11* — границы распространения железорудных отложений; *12* — территория, в пределах которой железорудные отложения размыты в гельветский век; *13* — часть железорудной зоны, характеризующаяся небольшими цифрами мощностей и небольшим количеством безрудных пород; *14* — часть железорудной зоны, характеризующаяся значительными цифрами мощностей и большим количеством безрудных пород; *15* — линия профиля фиг. 2

названию соляного озера Кашкарата[2], где железорудные отложения имеют максимальную мощность. Этот район охватывает площадь, равную примерно 10 000—12 000 *км*², протягивающую в широтном направлении на 220—240 *км* от южной части песков Большие Барсуки на востоке до горы Тамды — балки Ащеайрык на западе, и на 50—75 *км* в меридиональном направлении от широты северного берега залива Камсуат на юге до широты чинка Донгузтау (Чаграйское плато) на севере (фиг. 1).

В структурном отношении Кашкаратинский железорудный район приурочен к восточной части северного крыла Североустюртского и южной части Челкарского прогибов.

---

[2] Ранее (Формозова, 1959) в районе оз. Кашкарата были известны выходы на поверхность бедных железных руд небольшой мощности и протяженности. Они оказались приуроченными не к среднеолигоценовым, как считалось прежде, а к верхнеолигоценовым отложениям. В данной статье речь идет о вскрытых здесь бурением более глубоко залегающих железных рудах среднего олигоцена.

Глубина залегания кровли железорудного горизонта изменяется от 30—50 *м* в сводовых частях поднятий (Аккулковское, Чагамбайское и др.) вне пределов плато Устюрт и в районе северных чинков этого плато до 150—220 *м* во впадинах. На Чаграйском плато существует область с весьма неглубоким залеганием железных руд, так как в чинках Донгузтау и более северных чинках этого плато среднеолигоценовые отложения, местами содержащие железные руды, обнажены. Видимо, железные руды, приуроченные к этому же горизонту, были описаны Л. Н. Формозовой (1959) в обрывах Чаграйского плато (Шолак-Казган, Кенкоус и Чаграй).

Среди отложений, непосредственно подстилающих железорудные образования, в изобилии обнаружены раковины моллюсков и фораминифер, остатки спор и пыльцы растений, аналогичных встреченным среди образований ащеайрыкской свиты (Мерклин, 1962; Броневой, 1965; Коробков, 1965). В самих железорудных отложениях и непосредственно в рудах пока найдены только раковины моллюсков: Angulus nysti Desh., Siliqua ustjurtensis Ilyna, Cardium (Cerastoderma) sp., Polymesoda convexa Brongn., Cyprina rotundata ustjurtensis Ilyna, Pygocardia cyprinoides subtumida Giebel, Cordiopsis sp., Modiolus sp., Sphenia gliberti A. Korob. (in msc.), Corbula socolovi Karlov, Eulimella incrassata Koen., Potamides galeotti Nyst. (определения Р. Л. Мерклина, А. И. Коробкова и др.). Этот комплекс полностью укладывается в рамки ащеайрыкского комплекса видов моллюсков, но существенно отличается от последнего явными следами обеднения, связанными, видимо, с опреснением и значительным обмелением бассейна. Сходный комплекс видов моллюсков был установлен из прибрежно-морских песчаных отложений ащеайрыкской свиты на Чаграйском плато и к северо-востоку от залива Тущибас, т. е. в наиболее периферических частях Ащеайрыкского моря.

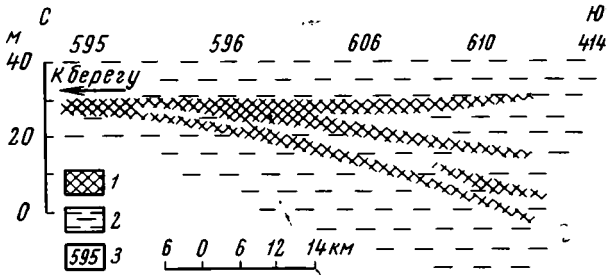
В 15—20 *м* выше железорудных отложений почти по всей площади их распространения встречены раковины моллюсков и остатки спор и пыльцы растений, типичных для байгубекского горизонта (верхний олигоцен). Непосредственно над железорудным горизонтом раковины моллюсков обнаружены только в одной скважине в районе оз. Кашкарата (скв. № 64). В алевритах, залегающих согласно, но по резкому контакту на железных рудах, в керне этой скважины обнаружены: Cardium sp., Corbula socolovi Karlov, Lentidium (Janschinella) garetzkii Merkl., Rzehakia cimlanica (Zhizh.) Pop. Судя по составу этого комплекса, вмещающие его отложения должны быть отнесены к слоям с Rzehakia cimlanica и сопоставлены с соленовским горизонтом среднего олигоцена юга СССР.

Таким образом, железорудные отложения описываемого района залегают в верхней части среднего олигоцена, непосредственно под аналогами соленовского горизонта и характеризуются обедненным комплексом видов моллюсков, близким к прибрежно-морским комплексам Ащеайрыкского бассейна.

Железорудные отложения Кашкаратинской зоны представляют собой довольно выдержанный по простиранию горизонт, сложенный в основном песками, песчаниками и железными рудами черного, бурого, желтого или зеленого цвета, с подчиненными прослоями ожелезненных алевролитов и зеленых или, реже, коричневато-серых глин. Мощность этого горизонта с севера на юг по мере перехода к более глубоким частям прогибов постепенно возрастает от первых метров до 15—30 *м*. Характерно, что при этом происходит существенное изменение строения и состава железорудного горизонта. На севере в его разрезе абсолютно преобладают пески, песчаники и железные руды, а алевритово-глинистые породы содержатся в незначительных количествах, слагая лишь прослои мощностью до 10—30 *см*. По мере продвижения к более прогнутым участкам территории мощность и количество прослоев безрудных алев-

ритово-глинистых пород возрастает, а доля участия песчаных и рудных образований постепенно сокращается и, наконец, они полностью исчезают (фиг. 2).

В целом вся железорудная толща расположена в пограничной зоне между собственно песчаными (наиболее мелководными) отложениями Ащеайрыкского моря и глинистыми (более глубоководными) с некоторым смещением в сторону открытого моря (см. фиг. 1). Хотя весь железорудный горизонт достаточно выдержан, о чем можно судить по размерам площади его распространения, пласты железных руд и безрудных



Фиг. 2. Геологический профиль вкрест простирания железорудной зоны (по линии I—I)

1 — номера скважин; *2* — железные руды; *3* — безрудные породы

пород внутри его вряд ли устойчивы, так как разрезы этого горизонта даже в соседних скважинах не могут быть послойно сопоставлены друг с другом.

Почти все изученные пробы руд Кашкаратинского железорудного района являются в различной степени плотными (сцементированными), неслоистыми, массивными породами зеленого, бурого или черного цвета разных оттенков. Очень редко в виде отдельных маломощных (до 5—25 *см*) прослоев встречаются рыхлые косослоистые (перекрестная и пологоволнистая косая слоистость), сильно песчанистые разности и такие же маломощные прослои рудных конгломератов. В последних гальки сложены окатанными обломками массивных руд.

Бóльшая часть руд по внешнему виду очень напоминает сцементированные разности оолитовых железных руд Северного Приаралья, описанные Л. Н. Формозовой. Однако изучение их под микроскопом показало, что многие (а в некоторых образцах почти все) стяжения, которые по форме и размерам могли бы быть отнесены к оолитам, не имеют концентрической структуры и, следовательно, не могут называться оолитами. Для таких образований с диаметром до 0,3—0,5 *мм* разными авторами (Швецов, 1958; Чухров, 1955; Carozzi, 1960 и др.) применялись различные термины: ооиды, псевдоолиты и оолитоиды. В дальнейшем мы будем именовать эти образования псевдоолитами. В качестве общего названия и для оолитов и для псевдоолитов будем употреблять термин «ооиды».

Очень редко встречаются руды, почти полностью лишенные ооидов, представленные плотными песчаниками или алевритовыми бурыми железняками, глинистыми сидеритами или глинисто-хлоритово-сидеритовыми породами.

Все ооиды имеют обычно шарообразную или неправильно-эллипсоидальную форму и различные размеры, не выходящие, как правило, за пределы 0,1—0,8 *мм*. Диаметр подавляющего большинства ооидов (80—100% для разных проб) не превышает 0,25—0,95 *мм* [3].

[3] Во всех случаях образцы с карбонатным цементом дезынтегрировали кипячением в 10%-ной соляной кислоте в течение 10 мин. при предварительном дроблении их до 1,0 *мм*.

Псевдоолиты по составу разделяются на две группы: гидрогётитовые и хлоритовые.

1. Гидрогётитовые псевдоолиты в составе руд незначительно распространены, но в единичных экземплярах обнаружены почти во всех образцах. Слагающий эти образования гидрогётит представляет собой буровато-коричневый оптически изотропный минерал, имеющий в прозрачных шлифах однородную трещиноватую поверхность. В косом отраженном свете он обладает в основном темно-серым или серым цветом с металлическим оттенком; внутренние рефлексы — темно-бурые. Под бинокуляром гидрогётитовые псевдоолиты черные, блестящие и по этому признаку могут быть отобраны иглой.

Таблица 1

Результаты рентгенометрического изучения черных гидрогётитовых псевдоолитов

$\frac{d\alpha}{n}$	I	Гётит по Rooksby (1951) $\frac{d\alpha}{n}$	Гётит по Rooksby (1951) I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	Гётит по Rooksby (1951) $\frac{d\alpha}{n}$	Гётит по Rooksby (1951) I
(4,60)β	1	(4,61)β	2	2,19	2	2,18	6
4,17	10	4,18	10	1,715	8	1,719	8
3,85	2	3,88	3	1,559	3	1,564	6
2,68	9	2,69	8	1,505	3	1,504	4
2,58	1	2,58	3	1,450	3	1,450	5
2,45	10	2,45	10	1,315	2	1,319	3
2,25	1	2,25	4	1,020	2	?	?

На кривых нагревания гидрогётитовых псевдоолитов низкотемпературная остановка (100—120°), соответствующая выделению адсорбционной воды, выражена очень слабо, а эндотермическая реакция при 300—350°, отвечающая разложению гётита, проявляется, напротив, очень резко. Описываемые гидрогётитовые псевдоолиты весьма напоминают «гидрогётитовые оолиты I типа» по классификации Л. Н. Формозовой (1959). Отсутствие концентрической структуры в последних Л. Н. Формозова склонна объяснить окислением «еще во время рудообразования, т. е. в среднем олигоцене» (Формозова, 1959, стр. 294). По Л. Н. Формозовой, это наиболее маловодные гидрогётиты описанных ею руд, со средним отношением $Fe_2O_3 : H_2O = 1 : 1,7$, приближающиеся по составу к гётиту ($Fe_2O_3 : H_2O = 1 : 1$). Отсутствие достаточно эффективных методов отбора не позволило нам пока сделать химические анализы гидрогётитовых псевдоолитов, но, судя по кривым нагревания (малая интенсивность эндотермической реакции при температуре 100—120°, соответствующая малому количеству адсорбированной воды), можно ожидать примерно таких же результатов, какие были получены Л. Н. Формозовой для «гидрогётитовых оолитов I типа».

Рентгенометрическое изучение[4] черных гидрогётитовых псевдоолитов показало, что по особенностям кристаллической решетки этот гидрогётит полностью идентичен гётиту, как по межплоскостным расстояниям, так и по интенсивности линий (табл. 1). Это весьма характерно для маловодных гидрогётитов, приближающихся по составу к гётиту.

2. Хлоритовые псевдоолиты довольно широко распространены в составе описываемых руд. Ими в значительной степени сложены отдельные прослои руды, а в единичных экземплярах они встречены в большинстве просмотренных шлифов.

В проходящем свете — это округлые образования, совершенно лишенные концентрической структуры, окрашенные в зеленый или желтый цвет различных оттенков. Очень часто они неравномерно окислены, что сказывается в появлении бурых или коричневых пятен. Окраска всех этих образований неровная, пятнистая. Хлорит ооидов изотропен или, реже,

[4] Анализы проведены Г. В. Куликовой в лаборатории ВСЕГЕИ. Условия съемки Fe-излуч.; экспозиция — 1 час 30 мин.; D — 57; d — 0,5; I — 14; V — 125 *в*.

обладает едва заметной (при больших увеличениях) микроагрегатной поляризацией. Плеохроизм обычно отсутствует или едва заметен (у светло-зеленых разностей). Показатель преломления очень непостоянный: 1,610—1,670.

Оолиты по составу могут быть разделены на три группы: гидрогётитовые, хлоритовые и смешанные хлорит-гидрогётитовые. Все они составляют ничтожную часть руд, но в немногих экземплярах встречаются весьма часто.

1. Гидрогётитовые оолиты наиболее широко распространены в этой группе. Концентрическая структура этих образований в проходящем свете видна очень слабо: несколько лучше она выявляется при изучении аншлифов, хотя также во многих оолитах едва заметна. Гидрогётит, слагающий описываемые оолиты, в проходящем свете окрашен в красновато-бурый, красновато-коричневый, реже — желтовато-бурый цвет, почти всегда анизотропен с высокими жемчужными цветами интерференции. Реже встречаются изотропные разности. В косом отраженном свете окрашивается в красновато- или желто-бурые тона; внутренние рефлексы желтые или буровато-желтые.

На рентгенограммах этих оолитов, кроме линий, характерных для минералов с гётитовой решеткой, присутствуют некоторые линии, по которым Г. В. Куликова считает возможным предположить примесь сидерита. Весьма показательно, что интенсивность всех гидрогётитовых линий резко ослаблена. Ослабление интенсивности линий на рентгенограммах более многоводных, чем гетит гидроокислов железа, Л. Н. Формозова объясняет частичным переходом вещества «в состояние геля, что дает меньшую четкость линий» (Формозова, 1959, стр. 292). Ниже приводятся данные о межплоскостных расстояниях для одного из образцов гидрогётитовых оолитов (табл. 2).

Таблица 2

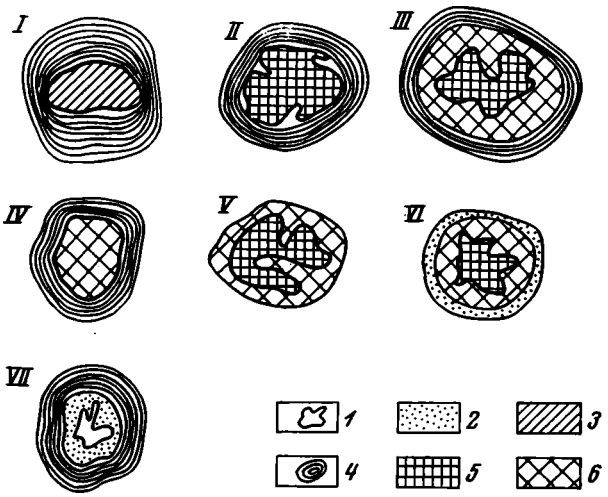
Результаты рентгенометрического изучения гидрогётитовых оолитов

$\frac{d\alpha}{n}$	I	Гётит по Rooksby, 1951		Сидерит по Михееву, 1957		$\frac{d\alpha}{n}$	I	Гётит по Rooksby, 1951		Сидерит по Михееву, 1957	
		$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I			$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I
(4,63)β	1	(4,61)β	2	—	—	2,20	1	2,18	6	—	
4,18	5	4,18	10	—	—	2,14	1	—	—	2,13	6
3,50	2	—	—	3,58	6	1,963	2	—	—	1,959	6
3,34	1	3,38	3	—	—	1,805	1	1,810	4	—	—
(3,09)β	2	—	—	—	—	1,733	2	—	—	1,728	8
2,83	6	—	—	2,75	10	1,718	3	1,719	8	—	—
2,68	3	2,69	8	—	—	1,960	2	1,564	6	—	—
2,58	1	2,58	3	—	—	1,505	4	1,504	4	1,502	6
2,45	6	2,45	10	—	—	1,448	2	1,450	5	—	—
2,36	1	—		2,34	6	1,362	2	1,362	3	—	—
2,25	1	2,25	4	—	—	1,020	4	?	—	?	—

2. Хлоритовые оолиты встречаются очень редко и далеко не во всех образцах. Чаще всего оолиты этого состава присутствуют в тех пробах, в которых в массовых количествах содержатся хлоритовые псевдоолиты. Их концентрическая структура обычно проявляется очень резко и прекрасно видна в проходящем свете.

Хлорит концентров оолитов — это бледно-, оливково- или желто-зеленый минерал, почти всегда изотропный или очень слабо реагирующий на поляризованный свет, микроагрегатный или скрытокристаллический. Плеохроизм слабый, но вполне отчетливый от зеленого до желтовато-зеленого или зеленовато-серого цвета. Показатель преломления несколько

выше, чем у метаколлоидного хлорита псевдоолитов, но также колеблется в весьма большом диапазоне: 1,620—1,690; изредка можно наблюдать слабо выраженные аномальные интерференционные цвета синевато-серых тонов.



Фиг. 3. Внутреннее строение некоторых типов оолито-псевдоолитовых образований (зарисовки)

1 — зерна обломочных минералов (в основном, кварц); *2* — сидерит; *3* — метаколлоидный хлорит без концентрически-слоистой структуры; *4* — концентрически-слоистый хлорит; 5 — метаколлоидный гидрогётит без концентрически-слоистой структуры; *6* — концентрически-слоистый гидрогётит

3. Хлоритово-гидрогётитовые оолиты также являются довольно редкими образованиями в рассматриваемых рудах. Они чаще всего представляют собой описанные выше гидрогётитовые оолиты, окруженные несколькими концентрами зеленого или желтовато-зеленого хлорита. Толщина хлоритовой оболочки обычно не превышает 0,003—0,001 *мм*. Гораздо реже встречаются единичные оолиты, сложенные ритмично переслаивающимися концентрами хлорита и гидрогётита.

Значительно чаще, чем оолиты и псевдоолиты, среди описываемых железных руд встречаются сложно построенные оолито-псевдоолитовые образования, среди которых по составу и строению можно выделить серию различных типов. Наиболее часто встречающиеся изображены на фиг. 3.

Эти образования можно было бы отнести к одному из типов оолитов — экстоолитам, отметив, что центрами обрастания в них являются сгустки метаколлоидного хлорита или гидрогётита. Однако нам представляется вполне оправданным выделять их в особую группу — смешанных оолито-псевдоолитовых образований, противопоставляя эти образования экстроолитам с центрами обрастания из обломочных минералов и обломков пород. Во-первых, в строении описываемых образований доля участия концентрически зонального вещества и вещества, лишенного этих признаков, в общем примерно одинакова, а иногда даже преобладает последнее. Поэтому их вполне можно отнести к псевдоолитам с оторочкой из нескольких концентров. Следует лишь отметить, что псевдоолитовая часть описываемых образований с периферии обычно корродирована веществом концентратов (см. фиг. 3, *II*, *III*, *V*, *VI*). Во-вторых экстроолиты с обломочными зернами в ядре бесспорно состоят из двух компонентов (ядро и остальная масса), образовавшихся в резко различ-

ное время и, в общем случае, в разных условиях. Описываемые же образования, также состоящие, в основном, из двух компонентов, образовались в одно время или, во всяком случае, с небольшим разрывом во времени и в близких условиях.

Основными цементирующими минералами в описываемых железных рудах являются сидерит и хлорит; реже встречается гидрогётитовый цемент.

По составу цемента и ооидов можно выделить следующие главные типы руд:

1) руды из гидрогётитовых и гидрогётит-хлоритовых ооидов в сидеритовом цементе;

2) руды из хлоритовых ооидов в сидеритовом цементе;

3) руды из гидрогётитовых и гидрогётит-хлоритовых ооидов в сидерито-хлоритовом цементе;

4) руды из гидрогётитовых ооидов в гидрогётитовом цементе.

Сидеритовый цемент — базальный или поровый; структура цемента микро- или мелкозернистая, реже среднезернистая, крупнозернистая, крустификационная или концентрически-слоистая. Хлоритовый цемент поровый или соприкосновения, очень редко — базальный; структура обычно микрозернистая или крустификационна. Гидрогётитовый цемент базальный или поровый; структура обычно скрытозернистая.

Помимо ооидов и цемента в рудах в переменных количествах присутствует нерудный компонент, представленный в основном кварцевыми зернами. Кроме того, постоянно встречаются зерна измененных, и, реже, свежих полевых шпатов, а из минералов тяжелой фракции главным образом эпидот, цоизит, ильменит, лейкоксен, рутил, сфен, акцессорный циркон, силлиманит, дистен и др. Количество нерудного компонента изменяется в весьма широком диапазоне: от единиц до первых десятков процентов поверхности шлифа. Изредка можно наблюдать разъедание зерен нерудных минералов, а иногда и наружных оболочек ооидов сидеритом цемента руд, но обычно и те и другие граничат с цементом по ровной и четкой линии.

Почти в каждом более или менее крупном штуфе встречаются окатанные обломки руды более ранней генерации или обломки различных нерудных пород. Любопытно отметить, что при микроскопическом изучении некоторых глинистых включений можно наблюдать по их периферии скопления мелких сферолитов сидерита, количество которых быстро убывает к центру включений.

Наибольшее распространение среди руд имеют разности, состоящие из гидрогётитовых и гидрогётит-хлоритовых ооидов в сидеритовом и сидерито-хлоритовом цементе. Руды из гидрогётитовых ооидов в гидрогётитовом цементе встречаются гораздо реже, причем приурочены они только к периферическим частям зоны выклинивания описываемого железорудного горизонта в случае его неглубокого залегания. Вероятно, справедливо утверждение Л. Н. Формозовой (1959) о том, что подобные образования являются окисленными рудами с первичным сидеритовым или сидерит-хлоритовым цементом. В некоторых тонких шлифах из руд с гидрогётитовым цементом можно наблюдать реликты структур, свойственных сидеритовому цементу.

Руды, состоящие из хлоритовых ооидов с сидеритовым цементом, обнаружены только в трех разрезах в виде маломощных прослоев (до 30—45 *см*).

В каждой скважине, вскрывшей железорудную толщу, среди руд присутствуют в том или ином количестве прослои безрудных пород. В большинстве случаев они представлены глинами или глинистыми алевритами; реже — мелкозернистыми песками и алевритами.

Глины и глинистые алевриты, как правило, встречаются двух типов. Бо́льшая часть их — это горизонтальнослоистые породы с большим коли-

чеством мелкого растительного детрита, образующего намывы на плоскостях наслоения, и значительным содержанием тонкодисперсного органического вещества, придающего породе коричневый оттенок ($C_{орг}$ до 2,5—3,5%). Второй тип алеврито-глинистых пород представлен зелеными (разных оттенков) глинами и глинистыми алевритами. Это — плотные, вязкие, неслоистые породы с полураковистым изломом. По данным рентгеноструктурного анализа, глинистая фракция их представлена в основном гидрослюдой и хлоритом, причем последний, видимо, присутствует в виде тонкодисперсной фазы, придающей породе характерный зеленый цвет. Количество органического углерода в этих породах не поднимается выше 0,1—0,2%. Интересно отметить, что среди описываемых глин (при изучении в шлифах) нередко можно наблюдать небольшие группы, скопления или, реже, отдельные ооиды, хаотически распределенные среди тонкодисперсной массы. Состав ооидов гидрогётит-хлоритовый или хлоритовый, причем гидрогётит слагает только ядра ооидов и не имеет концентрической структуры, а хлорит встречается как в виде псевдоолитов, так и в виде нормальных оолитов, а также внешних концентрически-зональных слоев, обволакивающих гидрогётит. Количество железа в таких глинах достигает 19—23%.

Песчано-алевритовые породы представлены светло- или буровато-серыми и желтыми кварцевыми мелкозернистыми песками и алевритами. Слоистость горизонтальная, пологоволнистая, реже — отчетливая косая (перекрестная или крутопадающая). В песках и алевритах почти повсеместно встречаются отдельные ооиды и обломки ооидов, реже — окатанные обломки руды и других пород.

Химический состав всех изученных типов руд иллюстрируется табл. 3, в которой приведены анализы руд с содержанием железа выше 25%; анализы более бедных разностей в таблицу не включены, но учтены (при необходимости) в процессе изложения материала.

Содержание металлического железа в рудах изменяется от 20—25 до 40—47%. В рудовмещающих породах, которые представляют собой железистые пески, алевриты или глины с примесью гидрогётитовых, хлоритовых или гидрогётит-хлоритовых ооидов и тонкодисперсного сидерита, хлорита или гидрогётита, содержание железа обратно пропорционально содержанию песчано-алеврито-глинистого материала и колеблется от 8—10 до 15—20%. При этом существует вся гамма постепенных переходов от безрудных пород к бедным (Fe=20—30%) и далее к богатым (Fe=30—47%) рудам.

Наиболее богаты железом руды с гидрогётитовым цементом (38,58—47,32%). Наиболее бедны руды, состоящие из хлоритовых ооидов в сидеритовом цементе (23,89—29,91%). Однако во всех разностях, содержащих значительное количество сидерита, процент железа резко возрастает при пересчете на руду без CO_2 (до 27,32—51,60%), что переводит их в разряд богатых железом пород для осадочного типа руд. Соотношение закисного и окисного железа в рудах изменяется от 1 : 50—1 : 15 в разностях с гидрогётитовым цементом до 1 : 1—1 : 0,6 — для руд с сидеритовым цементом.

Содержание фосфора в описываемых железных рудах изменяется от 0,28 до 4,15% P_2O_5, в среднем составляя 1,41%. Это примерно в 1,5—2,5 раза выше среднего значения содержания P_2O_5 для различных типов руд Северного Приаралья, в 2,5—3,0 раза выше среднего содержания этого компонента в рудах Лисаковского месторождения, примерно в 1,5 раза выше средних содержаний в юрских месторождениях центральной Англии и Германии, за исключением месторождения Кортгемптон, в котором содержание фосфора примерно такое же, как в описываемых рудах (1,3—1,7%) и в 1,5 раза меньше содержания фосфора в рудах Керченских месторождений. При изучении руд в шлифах не было обна-

Химический состав (%) основных типов железных руд

№ образцов	Краткая характеристика	SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	MnO	P_2O_5	Na_2O
27/103*	Руда I типа	8,44	4,56	—	25,87	29,65	1,85	Сл.	0,34	0,46	Не опр.
57/1*	»	14,33	5,45	0,66	19,69	27,88	3,10	1,34	0,72	0,59	0,23
66/1*	»	12,01	5,61	0,46	26,64	24,63	3,57	1,50	0,39	1,53	0,23
66/1а*	»	11,74	4,45	0,38	26,36	24,67	2,77	0,52	1,30	1,99	0,27
64/30*	»	18,23	8,35	0,46	22,88	23,36	3,07	1,84	0,50	1,25	0,53
607/77*	»	19,23	6,59	Не опр.	23,23	19,72	2,61	1,18	0,70	1,19	Не опр.
608/63*	»	10,67	7,23	»	28,88	27,63	0,92	0,95	0,64	0,68	»
1/1	Руда II типа	35,97	4,66	0,50	11,94	19,66	3,88	2,06	0,42	1,03	0,13
1—6001	»	20,49	4,38	0,49	15,22	25,26	5,75	1,74	0,44	0,93	0,07
38—50353	»	24,58	3,80	0,42	19,79	19,62	6,48	2,30	0,40	2,34	0,40
64/15*	Руда III типа	Не опр.	Не опр.	Не опр.	44,32	18,01	1,32	Не опр.	0,26	0,42	Не опр.
64/16*	»	28,63	5,74	1,07	49,25	2,14	0,74	0,81	0,22	0,70	0,65
64/17*	»	38,60	5,64	0,62	32,53	3,75	2,54	1,25	0,15	4,15	0,74
64/18*	»	28,14	5,14	0,70	42,13	6,93	1,56	0,66	0,30	1,83	0,14
64/28*	»	11,26	4,71	0,39	57,49	7,30	0,87	0,85	0,41	1,33	0,18
64/28а*	»	Не опр.	Не опр.	Не опр.	42,11	11,89	1,41	Не опр.	0,34	1,30	Не опр.
64/28б*	»	»	»	»	37,83	12,42	1,50	»	0,29	1,52	»
64/28в*	»	»	»	»	50,04	14,71	1,25	»	0,58	1,42	»
64/36*	»	12,00	6,09	0,45	50,58	10,40	1,02	0,98	0,19	2,15	0,35
64/39*	»	Не опр.	Не опр.	Не опр.	46,23	9,84	0,32	Не опр.	0,18	0,28	Не опр.
108/1	Руда IV типа	22,42	3,86	0,39	50,44	0,53	4,20	1,11	0,69	1,76	0,62
1011/23	»	8,94	5,21	0,72	67,13	0,43	1,75	0,92	0,33	0,94	0,43
1109/3	»	20,37	4,63	0,62	56,42	0,27	1,32	0,63	0,40	1,25	0,28
1111/1	»	24,21	7,41	0,44	50,93	0,82	1,30	1,35	0,76	1,92	0,17

Звездочкой отмечены скважины; числитель — номер скважины; знаменатель — глубина взятия образца. Анализы проведены в химических лабораториях ВСЕГЕИ и Архангельской геологической партии

ружено никаких разновидностей фосфатных минералов. Однако достаточно ясная прямая зависимость содержания P_2O_5 от количества CaO (фиг. 4) позволяет при пересчетах связывать фосфор в фосфат кальция, условно отвечающий по составу коллофану. Количество этого соединения по пересчетам колеблется в зависимости от содержания слагающих его компонентов от 0,60 до 4,19%, причем для ряда образцов часть P_2O_5 остается неувязанной с CaO из-за относительно небольших количеств последнего.

Описываемые руды постоянно содержат небольшое количество окиси кальция (0,32—4,20%), однако карбонаты существенно кальциевого состава как самостоятельные минералы не констатированы. Можно предположить, что в тех образцах, в которых существует избыток CaO по сравнению с P_2O_5, окись кальция входит в состав карбоната железа в виде изоморфной примеси, количество которой ни в одном образце не поднимается до уровня соединений анкеритового ряда.

Сидерит присутствует во всех типах руд, кроме сравнительно редко встречающихся разностей с гидрогётитовым цементом. Количество сидерита в рудах с чисто сидеритовым цементом составляет 29,65—47,70%, в рудах с сидерито-хлоритовым цементом — 2,90—15,13%.

Содержание серы во всех типах руд колеблется от сотых и десятых долей процента до 1,71—1,96%, причем в распределении серы не улавливается какой-либо закономерности. Изучение аншлифов руд показало, что сульфиды железа образуют тончайшие прожилки (до 0,1—1,0 *мм*), секущие и оолиты и цемент и являющиеся, вероятно, одним из позднейших образований.

Таблица 3

Кашкаратинского железорудного района *

K_2O	П.п.п.	Σ	CO_2	$S_{вал}$	H_2O	Fe металлическое	Fe в пересчете на руду без CO_2	$Ca_3 \cdot (PO_4)_2$	$CaCO_3$	$FeCO_3$	Остаток FeO в хлорите	Избыток CO_2 (по пересчету)
Не опр.	28,26	99,53	24,30	0,32	Не опр.	41,33	51,60	1,96	2,40	47,70	—	15,15
0,27	24,25	99,51	18,00	0,06	1,95	35,03	43,25	3,44	3,18	44,95	—	—
0,27	23,37	100,24	19,40	0,17	2,16	38,15	47,84	3,38	3,00	39,63	—	3,10
0,25	25,54	99,94	18,72	1,96	1,78	37,90	46,39	4,19	1,00	42,76	—	3,20
—	19,88	100,35	15,67	0,07	3,47	34,24	40,53	2,75	2,78	37,55	—	0,20
Не опр.	24,42	98,87	17,32	0,03	2,15	31,67	38,23	2,54	1,18	31,75	—	5,75
»	21,53	99,13	18,02	0,41	2,06	41,52	50,90	1,53	0,10	46,46	—	1,10
0,47	18,84	99,54	13,43	1,71	1,88	23,89	37,32	2,23	6,25	29,65	0,75	—
0,57	24,73	100,03	19,70	0,45	2,03	29,91	37,73	1,93	8,40	37,71	—	0,6
0,50	20,08	100,71	11,80	1,04	3,02	29,25	33,0	11,70	—	31,10	0,16	—
Не опр.	Не опр.	—	6,09	0,42	Не опр.	42,35	45,12	0,92	7,40	14,50	4,00	—
0,39	9,93	100,27	1,08	0,01	5,19	36,14	36,51	1,44	—	2,9	0,20	—
0,88	9,39	100,24	1,46	0,52	5,58	25,58	26,38	2,16	—	3,95	0,80	—
—	12,34	99,87	3,12	0,03	5,00	35,0	36,31	1,96	—	8,88	1,80	—
—	15,14	99,97	4,02	0,15	3,59	45,93	48,57	1,57	—	10,82	0,30	—
Не опр.	Не опр.	—	5,73	0,04	Не опр.	38,04	40,55	2,71	—	15,13	1,55	—
»	»	—	5,90	0,62	»	36,23	38,61	2,92	—	14,50	1,70	—
»	»	—	6,38	0,31	»	43,11	46,15	2,50	—	16,78	2,65	—
0,01	15,60	99,92	5,11	0,85	3,10	43,52	45,81	1,92	—	13,46	2,10	—
Не опр.	Не опр.	—	3,41	0,50	Не опр.	40,24	41,92	0,60	—	8,91	2,65	—
									Пересчет на гётит	Количество H_2O+ в гётите	Избыток H_2O против гётита	Вероятное количество $Fe_2O_3 \cdot nH_2O$
0,66	12,93	99,61	1,52	0,32	2,92	38,58	—	56,14	5,70	2,80	1:1,49	58,93
0,61	12,08	99,49	0,48	0,07	3,16	47,32	—	74,69	7,56	0,90	1:1,12	75,57
0,30	12,91	99,40	0,17	0,12	1,92	46,60	—	62,78	6,36	4,47	1:1,70	67,24
0,21	10,54	100,06	0,70	0,42	2,45	43,22	—	56,68	5,75	1,63	1:1,29	58,32

Северо-Западного ГУ.

Количество кварца в рудах изменяется от 5—7 до 30—35% и более (для сильно песчанистых разностей). Соответственно и общее количество кремнезема изменяется от 8,44 до 38,60% и более.

Содержание глинозема, если исключить глинистые очень бедные железом пробы, колеблется от 3,07 до 8,35%.

В рудах, состоящих из гидрогётитовых ооидов в гидрогётитовом цементе, отношение молекулярных количеств $Fe_2O_3 : H_2O$ колеблется от 1 : 1,12 до 1 : 1,70, т. е. почти от показателей чистого гётита до лимонита.

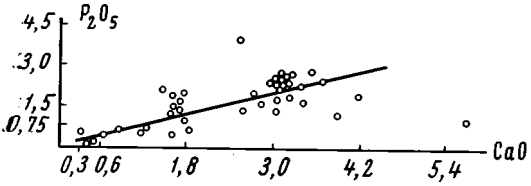
Кроме перечисленных выше основных типов руд в описываемой железорудной толще известны массивные неооидные руды: сидериты, бурые песчанистые лимониты, а также различные железистые конгломераты и гравелиты. Данных по этим породам пока очень немного; поэтому описание их не приводится.

Вопрос о палеогеографической обстановке образования описанных выше оолитовых руд железа решается вполне определенно и однозначно. Присутствие непосредственно в рудах хорошо сохранившихся раковин морских моллюсков, а в безрудных прослоях и вмещающих руды отложениях, кроме того, остатков фораминифер, акул и морских ежей, свидетельствует о морском происхождении всех этих (в том числе и руд) образований.

Достаточно определенно можно судить и о месте накопления железных руд в пределах морского бассейна. На литолого-палеогеографической карте этого времени (см. фиг. 1) видно, что железорудные отложения приурочены к внешней зоне крупного морского залива, располагавшегося на месте Челкарского прогиба (Челкарский залив) — в том районе, где

этот залив соединялся с открытым морем, заливавшим в среднем олигоцене территорию плато Устюрт.

В центральной части залива, видимо, существовала обширная, весьма мелководная зона широтного простирания, соответствующая Жумагульской седловине и разделявшая Челкарский залив на две части: северную и южную. Железные руды, широко распространенные в южной части Челкарского залива, видимо, распространены и на севере, в пределах Кургантузской мульды. Здесь в настоящее время всего лишь одна скважина (см. рис. 1, скв. 27) вскрыла на глубине 113 *м* железные руды с содержанием металлического железа 41,33%.



Фиг. 4. Соотношение фосфора (P_2O_5) и кальция (CaO) в железных рудах

Судя по профилям (см. фиг. 1, 2), построенным вкрест простирания железорудной толщи, к северу железорудные отложения замещаются песками с прослоями гравия и гальки, а к югу — алеврито-глинистыми породами с конкрециями мергеля. Одновременно с этим происходит изменение суммарных мощностей железорудной толщи, увеличивающихся к югу за счет появления все более мощных пачек безрудных пород. Следовательно, в данном районе железные руды приурочены к переходной зоне от песчаных, наиболее мелководных отложений к глинистым, более глубоководным.

С этим выводом вполне согласуются результаты гранулометрических анализов нерастворимых остатков ооидов руд (табл. 4). По этой таблице можно заключить, что нерастворимые остатки ооидов руд представляют собой хорошо отсортированный мелкозернистый (кроме обр. 27/163) песок, что свидетельствует о мелководности и достаточной гидродинамической активности среды рудообразования.

Таблица 4

Результаты гранулометрических анализов нерастворимых остатков ооидов руд железа

Фракции	Количество каждой фракции в образцах, %									
	27/163	57/1	64/15	64/17	64/18	64/28	631/117	631/117а	631/118	1006/1
1,0	0,35	—	—	0,76	—	—	—	—	—	—
1—0,5	0,88	—	0,32	4,82	0,26	—	—	0,30	2,36	0,30
0,5—0,25	61,78	6,91	3,55	3,36	5,90	34,62	3,25	12,43	5,62	10,44
0,25—0,1	34,04	87,12	94,52	86,79	91,37	63,03	95,39	85,25	89,60	88,01
0,1—0,01	0,26	0,99	0,18	1,05	0,21	0,27	0,32	0,43	0,91	0,42
<0,01	1,65	4,98	1,43	3,22	2,26	2,08	0,97	1,59	1,51	0,83

Таким образом, описанные железные руды относятся к прибрежно-морским, существование которых в Северном Приаралье и на Северо-Восточном Устюрте ранее почти не было известно. К этому же типу, видимо, принадлежат и железные руды Южного участка Кокбулака, описанные Л. Н. Формозовой как озерные.

Железные руды Кашкаратинского района можно сравнить с юрскими месторождениями центральной Англии (Марльстон, Нортгемтон, Фроднигем, Кливленд). Оолитовые руды этой области так же, как и описанные, представляют собой более или менее крупные прослои среди алеврито-глинистых морских отложений; в составе их широко распространены сидерит (в цементе) и хлорит (в оолитах и цементе). Однако в отличие от руд Кашкаратинского района в юрских рудах Англии не так широко представлен гидрогётит, играющий заметную роль лишь в месторождениях Нортгемптон и Фроднигем (Taylor, 1949; Davies, Dixie, 1951).

ЛИТЕРАТУРА

Берг Л. С. Аральское море. Опыт физико-географической монографии. Изв. Туркест. отд. Русск. геогр. о-ва, Научн. результаты Аральской экспедиции, вып. 9. СПб. 1908.

Броневой В. А. Олигоценовые отложения северо-западной части Туранской плиты (стратиграфия, литология и палеогеография). Автореф. дис. на соиск. учен. степени канд. геол.-минерал. наук, Л., 1965.

Коробков А. И. Стратиграфия олитоценовых отложений Северного Устюрта и Северного Приаралья на основании изучения моллюсков. Автореф. дис. на соиск. учен. степени канд. геол.-минерал. наук, Л., 1965.

Мерклин Р. Л. Горизонты средне- и верхнеолигоценовых отложений юга СССР. Докл. АН СССР, т. 144, № 2, 1962.

Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов, т. 1, М. Госгеолтехиздат, 1957.

Формозова Л. Н. Косая слоистость и происхождение терригенного материала кутанбулакской свиты Северного Приаралья. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 26, вып. 3, 1951.

Формозова Л. Н. Состав и условия образования оолитовых железняков дельтовой фации среднеолигоценовых отложений Приаралья. Изв. АН СССР. Сер. геол. № 5, 1953.

Формозова Л. Н. Железные руды Северного Приаралья. Изд. АН СССР, 1959.

Формозова Л. Н. Оолитовые железные руды в дельтовых отложениях среднего олигоцена Приаралья. В кн. Дельтовые и мелководно-морские отложения. М. Изд. АН СССР, 1963.

Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. Изд. АН СССР, 1955.

Швецов М. С. Петрография осадочных пород. Гостеолиздат, 1958.

Эверсман Э. А. Естественная история Оренбургского края. Ч. 1. Оренбург, 1840.

Яншин А. Л. О работах Приаральского отряда Центрально-Казахстанской экспедиции. В кн. Краткий обзор научн. работ института за 1939 г. Тр. Ин-та геол. наук, вып. 53, М. — Л. Изд. АН СССР, 1940.

Яншин А. Л. Геология Северного Приаралья. Материалы к познанию геологического строения СССР. Изд. Моск. о-ва испыт. природы, 1953.

Davies W., Dixic R. J. M. Recent work on the Frodingham ironstone. Proc. jorks geol. soc., T. 28, 1951.

Carozzi A. Microscopic sedimentary Petrography. New York — London, 1960.

Rocksby H. P. Oxides and hudroxides of aluminium and iron. In: X-ray identification and crystal structures of clay minerals. London, 1951.

Taylor I. H. The Mesozoic ironstones of England, Petrology of the Northampton Sand Ironstone Formation. Mem. geol. Surv., 1949.

ВСЕГЕИ, Геологический институт АН СССР,
Экспедиция № 11 ВАГТ
Ленинград, Москва

Дата поступления
14.VII.1966

ЛИТОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 4, 1967 г.

УДК 552.313.2(479.24)

ПИРОКЛАСТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ МОЛАССОВОЙ ФОРМАЦИИ АНТРОПОГЕНА АЗЕРБАЙДЖАНА

Н. В. ПАШАЛЫ, Б. Г. ВЕКИЛОВ

Изучение пирокластических пород представляет интерес как для выяснения роли вулканизма в образовании осадочных формаций, так и для корреляции разрезов. В связи с этим были детально изучены антропогеновые пепловые туфы Азербайджана. На их примере можно показать, как влияет фациальная обстановка на состав пепловых туфов и проследить начало постседиментационных изменений витрического материала.

Молассовая формация в Азербайджане широко развита в межгорной впадине (Прикуринская низменность, Юго-восточный Кобыстан, Бакинский архипелаг), где мощность ее в ряде районов (Прикуринская низменность) превышает 1000 *м*. Несколько меньшую мощность она имеет на юго-восточном погружении Большого Кавказа (Апшеронский п-ов), в передовых прогибах, расположенных по периферии Талышских горных сооружений (Ленкоранский район), и в юго-восточной части Большого Кавказа (Прикаспийский район). Молассовая формация выражена морской и континентальной фациями и представлена породами бакинского яруса, гюргянской свиты, хазарского, хвалынского ярусов и новокаспийскими образованиями.

Пирокластические породы, приуроченные к различным стратиграфическим единицам осадочного комплекса Азербайджана, описаны в ряде специальных работ (Авдусин, 1935; Азизбеков и др., 1942; Азизбеков, 1947; Алиев и др., 1955; Якубов, 1936 и др.). В них рассматриваются не только вещественный состав и генезис этих пород, но также и их технологические свойства. Пирокластические породы антропогена исследовались главным образом в восточной части Азербайджана (Пашалы, 1964), где их седиментация происходила в море; в западной же части республики они изучены очень слабо.

Наибольшие площади пирокластические породы занимают в межгорной впадине, реже встречаются на Апшеронском п-ове; в передовых прогибах они не обнаружены. Кроме того, они присутствуют на южном склоне Малого Кавказа, в пределах Гочазского синклинория (Каладараси, Пирджанский мост, Кичик-Акера) *. Пирокластические породы приурочены преимущественно к бакинскому ярусу и гюргянской свите; реже отмечаются в хазарских и хвалынских отложениях.

1. ПИРОКЛАСТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ БАКИНСКОГО ЯРУСА

Пирокластические породы развиты как в морских, так и в континентальных фациях. Морские их разности распространены в юго-восточной части Апшеронского п-ова (скважины в районах Гоусаны, Бина, Кала,

* Образцы пирокластических пород были любезно предоставлены старшим научных сотрудником Института сооружений и стройматериалов Азерб ССР А. М. Имановым.

Гюргяны), где отдельные слои имеют мощность 15—20 *см*. В Кобыстане в естественных обнажениях бакинские пирокластические породы встречены на юго-востоке г. Баладжере (мощность слоя до 25 *см*), а в Прикуринской низменности — на Кюровдагской структуре (овраг Ямдара) и в скважинах (фиг. 1) на многих разведочных площадях (Падар, Сараджаляр, Мишовдаг, Кюровдаг, Дайкенд). Мощность слоев здесь изменяется от 3 до 20 *см* и уменьшается к востоку. Западнее они приурочены к континентальным фациям и распространены в пределах Кировабад-Казахской наклонной равнины, где изучены в разрезе с. Ашага-Аиплы; мощность слоя здесь достигает 50 *см*.

Среди пирокластических пород бакинского яруса выделены роговообманковые, роговообманково-пироксеновые и пироксено-роговообманковые разности.

Роговообманковые пирокластические породы развиты как среди морских отложений (юго-восточный Кобыстан-Баладжере; Прикуринская низменность — Ямдара, Мишовдаг, Дайкенд, Сараджаляр, Падар), так и континентальных (Кировабад-Казахская наклонная равнина — Ашата-Аиплы).

Мощность континентальных роговообманковых пород достигает 50 *см*, а морских — не превышает 25 *см*. Континентальные породы белесоватые, неслоистые, среднезернистые; при переходе в морские разности они приобретают буроватую окраску, вследствие ожелезнения в них появляется четко выраженная слоистость, и они становятся более тонкозернистыми. Некоторые из них содержат значительное количество мелких глобулей стекла, образующих прослои толщиной 0,5—0,6 *см*, и остатки фауны бакинского яруса (Didacna parvula Nal.); последняя имеет несколько угнетенный характер.

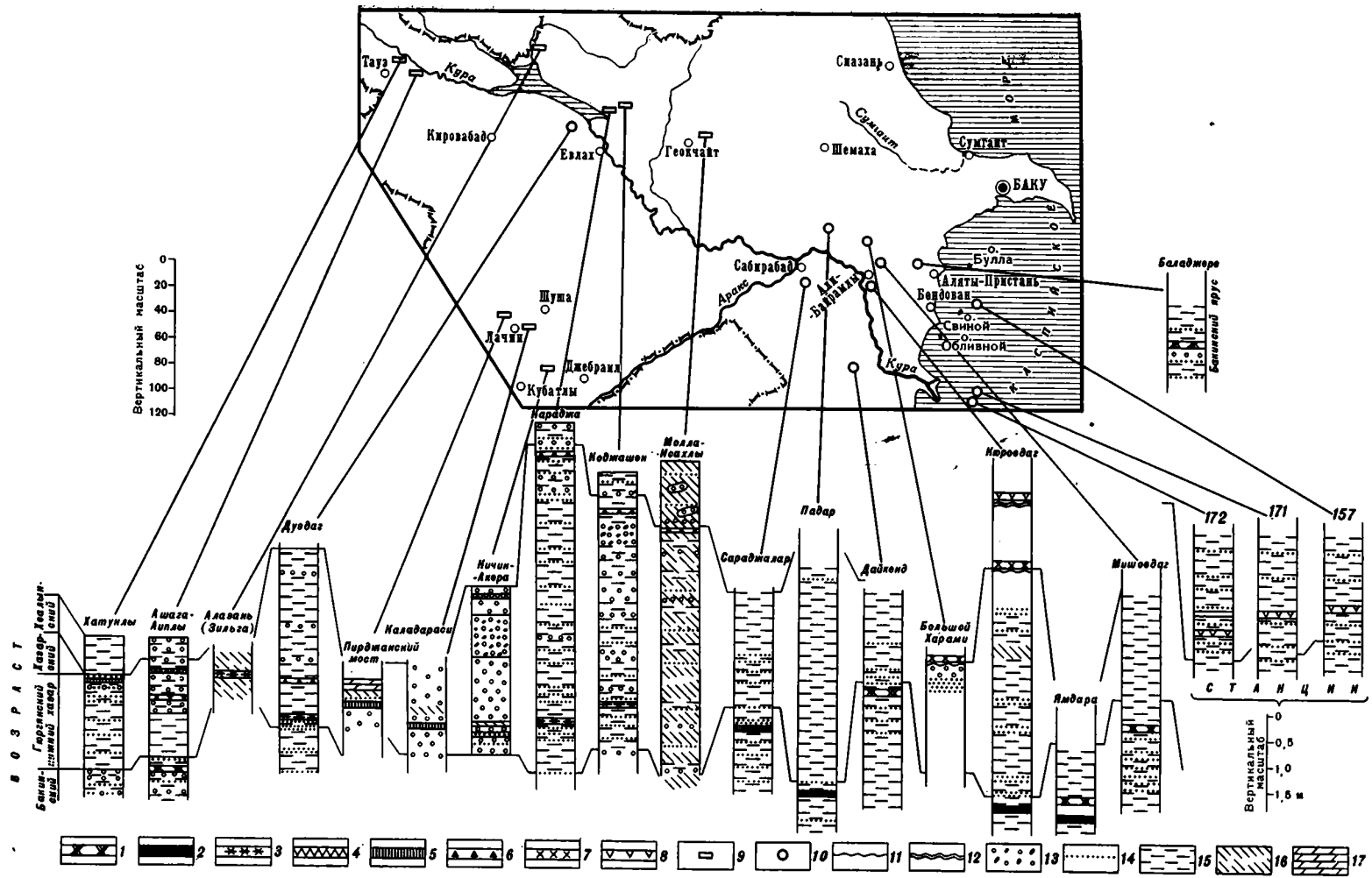
По гранулометрическому составу морские пирокластические породы относятся к пелитовым, а континентальные — к алевритовым туфам[1] (табл. 1), поэтому с запада на восток можно наблюдать увеличение пелитовых частиц пеплового материала. Карбонатность пелитовых туфов составляет в разрезе Ямдара 1% (см. табл. 1); здесь они обнажаются вблизи свода структуры. В разрезах скважин, пробуренных на погружении складок (Мишовдаг и особенно Дайкенд), карбонатность возрастает. В этих районах вместе с витрическим материалом, очевидно, осаждался тонкозернистый хемогенный кальцит.

В континентальных алевритовых туфах карбонатность в целом ниже и мало отличается от карбонатности других пород разреза, связанных с денудацией эффузивных и эффузивно-осадочных формаций Малого Кавказа. Структура туфов витрокластическая. Состоят они из вулканического стекла, нередко рогульчатой формы, которому подчинены кварц, плагиоклаз (от альбита до андезина № 32), мусковит, хлорит, глинистые минералы. Присутствуют единичные раковины радиолярий (Ямдара). В тяжелой фракции преобладает роговая обманка (до 86,9%) мелкопризматической формы, присутствуют магнетит, эпидот, акцессорный циркон, содержание которых больше в западных разрезах (Ашага-Аиплы), чем в восточных (табл. 2). В последних нередко содержится больше мусковита, хлорита, эпидота и др. обломков, поступавших с водосборов (терригенный компонент).

Туфы затронуты вторичными процессами, которые интенсивнее развиваются в морских разностях, чем в континентальных. Вулканическое стекло, несмотря на антропогеновый возраст пород, хлоритизировано (это обычно характерно для зеленокаменных пород). Кроме того, оно иногда замещается кальцитом и монтмориллонитом. Хлорит и монтмориллонит то развиваются независимо друг от друга, то последний обра-

---

[1] Классификация вулканогенных обломочных горных пород. Госгеолтехиздат, 1964.



Тауз
Кура
Кировабад
Евлах
Геокчайт
Сиазань
Сумгаит
Шемаха
БАКУ
Сабирабад
Аракс
Ахи-Баирамлы
Булла
Аляты-Пристань
Бендован
Свиной
Обливной
Шуша
Лачин
Джебраил
Кубатлы
Вертикальный масштаб
0
20
40
60
80
100
120
Баладжере
Бакинский ярус
Караджа
Коджашен
Молла-Исахлы
Кюроедаг
Падар
Дуздаг
Ничин-Акера
Сараджалар
Дайкенд
Мишоедаг
Большой Харами
Ямдара
Хатунлы
Ашага-Аиплы
Алазань (Зильга)
Пирджанский мост
Каладараси
Хазарский
Хеалынский
Гюргянский
Бакинский
ВОЗРАСТ
172
171
157
СТАНЦИИ
Вертикальный масштаб
0
0,5
1,0
1,5 м
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17

зует неполные псевдоморфозы по хлориту. Кальцитизация отмечается только в морских разностях, а хлоритизация широко развита в континентальных. Полевые шпаты туфов изредка пелитизированы и серицитизированы (интенсивнее в морских разностях), а цветные компоненты хлоритизированы.

Роговообманково-пироксеновые и пироксено-роговообманковые пирокластические породы бакинского яруса в морской фации распространены в пределах юго-восточной Ширвани, где они изучались в естественных обнажениях (Ямдара) и в разрезе скважины Падар. Мощность их не превышает 25 *см*; минимальная (8 *см*) — в разрезе оврага Ямдара. Обычно это уплотненные породы, белесоватые, иногда с буроватым (при лимонитизации) и розоватым оттенками. Структура их пепловая. По гранулометрическому составу они относятся в основном к пелитовым туфам, так как во всех анализированных образцах присутствие фракции <0,01 *мм* составляет более 50%. Исключение представляет порода из разреза оврага Ямдара (обр. 3), относящаяся к неотсортированным туфам[2]. К востоку содержание пелитовой фракции увеличивается. Не совсем четко выраженная закономерность в этом отношении может быть объяснена сложным рельефом дна моря, сходным с геоморфологией нынешних Бакинского и Апшеронского архипелагов; по-видимому, здесь существовали отдельные островные и подводные поднятия, препятствовавшие более совершенной механической дифференциации осадков. В некоторых образцах вулканических туфов (Падар) присутствует значительное количество карбоната кальция. Это связано с садкой пелитоморфного хемогенного кальцита.

Преобладающими минералами тяжелой фракции туфов в одних случаях являются пироксены (Ямдара, Падар), в других — обыкновенная роговая обманка (Сараджаляр), а в третьих — оба эти минерала присутствуют примерно в равных количествах (Кюровдаг). Отличительной особенностью роговообманково-пироксеновых туфов района Падар является присутствие обильного пирита, понижающего относительные значения пироксенов и амфиболов. Кроме того, в тяжелой фракции присутствует значительное количество терригенного эпидота и вулканического стекла, обросшего пиритом (Пашалы, 1964). Минеральный состав легкой фракции аналогичен описанным выше роговообманковым туфам морской фации. Вулканическое стекло имеет различную форму, но преобладают удлиненные обломки с пильчатыми концами и иногда как бы волокнистым строением. Встречаются фрагменты вулканического стекла сферической формы (глобулиты). В стекле отмечаются пузырьки воздуха, которые нередко вытянуты и образуют параллельные друг другу цепочки, а также апатит и акцессорный циркон. Эти туфы затронуты теми же вторичными процессами и с той же интенсивностью, что и роговообманковые морские разности.

Сравнивая вулканические туфы западных разрезов (Ашага-Аиплы), отложившихся в континентальных условиях, с восточными, морскими,

[2] Туфы, в которых ни одна из фракций не достигает 50%.

Схема сопоставления пирокластических пород молассовой формации антропогена Азербайджана (разрезы сняты старшим научным сотрудником Института геологии АН Азерб. ССР А. В. Мамедовым)

Пирокластические породы бакинского яруса: *1* — роговообманковые туфы; *2* — роговообманково-пироксеновые (пироксено-роговообманковые) туфы. Пирокластические породы гюргянской свиты, туфы; *3* — пироксено-роговообманковые; *4* — роговообманковые; *5* — авгитовые (авгито-диопсидовые); *6* — энстатитовые. Пирокластические породы хазарского яруса; *7* — пироксено-роговообманковые вулканические пеплы. Пирокластические породы хвалынского яруса; *8* — роговообманково-пироксеновые вулканические пеплы (Кюровдаг) и туффитовые пески; *9* — разрезы континентальной фации; *10* — разрезы морской фации, *11* — террасированная поверхность гюргянских отложений; *12* — террасированная поверхность хазарских отложений, *13* — грубообломочные породы; *14* — пески, алевриты; *15* — глины; *16* — неотсортированные породы; *17* — мергели

Таблица 1

Гранулометрический состав и карбонатность пирокластических пород молассовой формации антропогена Азербайджана

Районы	Возраст	Условия образования	Карбонатность, %	Фракции, %			Наименование пород
				0,1 *мм*	0,1—0,01 *мм*	0,01 *мм*	
Падар	Бакинский ярус	Морские	22,8	0,24	39,1	60,7	Пелитовый туф
Сараджаляр			8,4	0,1	28,2	71,7	
Дайкенд			19,8	9,3	27,5	63,1	
Кюровдаг			—	2,6	36,2	61,2	
Мишовдаг			12,6	4,8	26,7	68,4	
Ямдара-1			1,0	14,3	25,3	60,3	
» -3В			4,8	7,6	43,0	49,4	Неотсортированный туф
Баладжере			7,8	25,9	10,1	63,2	Пелитовый туф
Ашага-Аиплы		Континентальные	7,2	11,3	51,0	37,6	Алевритовый туф
Дуздаг-1	Гюргянская свита (нижний отдел хазарского яруса)	Морские	1,8	27,3	28,1	44,4	Неотсортированный туф
» -64			5,2	8,4	55,9	35,6	Алевритовый туф
Караджа-83		Континентальные	5,2	13,6	31,3	54,9	Пелитовый туф
» -86			1,7	10,4	41,5	47,9	Неотсортированный туф
Коджашен-99			3,5	11,5	29,3	59,1	Пелитовый туф
» -103			3,5	0,7	34,5	64,7	
с. Молла-Исахлы			2,8	3,1	3,1	93,7	
Алазань-Зильча			3,8	49,2	—	50,7	
Аиплы-1			0,8	21,0	22,7	56,7	
» -2			9,6	12,0	25,2	62,8	
Хатынлы			9,0	74,3	7,2	18,5	Псаммитовый туф
Кичик-Акера			—	36,0	41,0	23,0	Неотсортированный туф
Каладараси			—	23,5	65,9	10,5	Алевритовый туф
Пирджанский мост			—	23,5	65,9	10,5	
Б. Харами	Хазарский ярус	Морские	2,4	16,5	5,0	86,1	Вулканическая пыль
Кюровдаг			2,4	8,8	2,0	89,2	
Кюровдаг	Верхний отдел хвалынского яруса		2,4	20,4	4,1	75,5	
Каспийское море *			0,5	75,8	8,7	15,5	Туффитовый песок
**			0,3	60,7	20,8	18,5	
***			0,5	62,1	18,7	19,2	

* Северная часть Южного Каспия, гл. моря 30 *м*—ст. 157.
** Северо-западная часть южного Каспия, гл. 925 *м* — ст. 171.
*** Северо-западная часть южного Каспия, гл. 845 *м* — ст. 172.
Анализы выполнены по методу АзербНИИ в Институте геологии АН АзербССР лаборантом О. А. Ситковой.

можно заметить бо́льшую литифицированность последних, наличие в них слоистой текстуры, обогащение тонкозернистым материалом, некоторым увеличением содержания мусковита, эпидота и уменьшением магнетита и биотита. Последнее связано с тем, что источник материала располагался на западе и имела место воздушная сепарация минералов (магнетит) в зависимости от их удельного веса. Повышенное содержание мусковита и эпидота, а также глинистых и измененных минералов в туфах морского генезиса, объясняется привносом их в бассейн с Большого Кавказа, подводных и островных поднятий и одновременной садкой этих терригенных компонентов с пирокластическим материалом. Кроме того,

Таблица 2

Минеральный состав алевритовой фракции пирокластических пород молассовой формации антропогена Азербайджана

Возраст / Минералы	Бакинский ярус									Гюргянская свита (нижний отдел хазарского яруса)													Хазарский ярус, верхний отдел			Хвалынский ярус, верхний отдел		
	Падар	Сараджа-ляр	Дайкенд	Кюровдаг	Мишовдаг	Ямдара-1	Ямдара-3В	Аиплы-4	Баладжа-ре	Дуздаг		Караджа		Коджа-шен		Молла-Исахлы	Алазань-Зильча	Аиплы		Хатынлы	К. Акера	Каладара-си	Б. Харами	Кюровдаг		Южный Каспий		
										1	64	83	86	99	109			1	2					22	26	157	171	172
Тяжелая фракция	1,1	0,3	0,8	0,1	3,3	3,0	0,5	1,8	0,3	1,1	0,1	0,3	0,1	0,3	0,1	0,1	0,7	0,5	1	0,4	0,5	0,7	0,1	0,3	0,6	0,9	0,8	0,1
Магнетит	—	6	15	4	10	16,7	5	20	0,7	8	16,0	8	20	7	—	13	10	17	12	20	36,5	26	7	8	5	30	12	10
Лимонит	—	10	—	12	—	—	20	—	7,8	10	5,0	10	8	11	21	8	7	—	4,5	10	—	—	20	20	22	13	10	8
Пирит	59	3	—	0,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	3	—	10	18	10
Авгит, диопсид	7	1	1	9	1,2	7,2	46	—	12,6	37	6,0	36		35,2	—	9	39	7	37,9	46,5	—	68,5	5	4	35,5	12	10	5
Гиперстен	3,9	5	0,2	13	+*	+	+	—	0,2	6,5	—	4	—	5,2	—	—	5	—	5,5	+	—	—	—	—	1,5	—	—	—
Энстатит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	67,3	—	71,4		78	69	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Амфибол обыкновенный	5,1	36	79	24	87	70	14	72	69	38	0,5	41,2	—	40,6	0,5	0,5	38	68	39,5	6,5	60	3,5	11	10	14	5	6	3
Мусковит, биотит	6	24	3	10	1,4	2,5	8	3,5	4	—	1,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	2	0,4	1	3	1	5,6	6	4,5	12	14	36
Хлорит	5,3	5	—	2,6	—	3,4	0,3	—	5,5	—	1,5	0,1	—	0,2	—	—	—	—	0,2	—	—	—	—	—	—	1	5	12
Эпидот, цоизит	11,2	7	1,5	16,9	0,3	—	5	3	—	—	1,5	—	—	—	—	—	—	2	—	10	—	1	5	6	6	5	11	10
Устойчивые	2,5	—	0,1	1,5	+	0,1	1,1	1,5	0,2	—	0,6	—	0,1	+	0,1	0,1	0,5	—0,3	—	+	0,5	—	0,6	3,1	8	0,4	0,1	—
Сульфаты	—	—	—	—	—	—	0,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	44,8	39,9	3,5	—	—	—
Измененные	—	3		7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3,7	—	6	—	—	—	—	+	11,6	14	6
Легкая фракция																												
Кварц	0,8	1,1	9,2	2,7	5,3	8,1	2	3	7,4	3	5	2	—	2	—	—	5	2,5	1	9	—	—	7	10	6	6	7	2
Полевые шпаты	0,7	1	12,4	1,3	10,3	9,3	35	22	20,8	7	10	8	10	7	10	10	10	17,5	10	15	18	4,3	23	20	18	10	13	10
Хлорит	+	1	—	0,1	—	0,3	—	5	1,4	—	—	4	3	2	3	1,5	—	4	—	5	3	5,0	—	—	—	—	—	—
Вулканическое стекло	80	94,5	69	80	70	75,3	38	45	61,1	72	67	75	79	76	77	78,5	75	70	79	35	21	86,7	32	28	13	66	35	70
Измененные и глинистые	3	1,9	—	3,7	—	6,7	—	—	9,3	10	8	—	—	13	—	—	—	—	—	6	—	—	18	10	6	18	44	18
Обломки микрофельзита	—	—	—	—	—	—	10	25	—	—	—	11	7	—	8	9	10	6	10	30	58	—	6	10	10	—	—	—
Гипс	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		—	—	—	—	—	—	—	—	10	20	45	—	—	—
Измененное вулканическое стекло	15,5	—	9,4	12,2	14,4	—	15	—	—	8	10	—	1	—	2	1	—	—	—	—	—	4	5	2	—	—	—	

* + присутствие минерала.

Анализы выполнены в лаборатории литологии ин-та геологии АН АзербССР Н. В. Пашалы.

в туфах морской фации вулканическое стекло интенсивнее изменено (монтмориллонитизация, кальцитизация), и в них присутствуют аутигенные минералы (сульфиды, сульфаты, глауконит)[3], которые иногда нарастают на вулканическое стекло.

2. ПИРОКЛАСТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ГЮРГЯНСКОЙ СВИТЫ

Эти породы широко распространены. Они развиты также в морской и континентальной фациях и имеют большое корреляционное значение. Среди них имеются пелитовые, реже алевритовые и неотсортированные туфы, в которых в зависимости от состава тяжелой фракции выделяются пироксено-роговообманковые (или роговообманково-пироксеновые), роговообманковые и пироксеновые разности; в последних присутствуют авгитовые и энстатитовые.

Пироксеново-роговообманковые или роговообманково-пироксеновые морские туфы изучены в разрезе Дуздаг, где они приурочены к нижней части фаунистически охарактеризованной гюргянской свиты. Аналогичные туфы прослеживаются в континентальных образованиях (разрез Ашага-Аиплы). Здесь они залегают стратиграфически выше кровли бакинского яруса. Положение туфов в разрезе и идентичность их состава с туфами в фаунистически охарактеризованной толще Дуздага дает право относить их к гюргянской свите. Подобные по составу туфы прослеживаются северо-восточнее Дуздага в Караджа-Карамарьянской и Коджашен-Геокчайской складчатых зонах, где они также приурочены к отложениям континентальной фации, именуемым верхнеуштальской свитой (Гаврилов, 1953). Петрографическое изучение этих туфов и сопоставление их с Дуздагским свидетельствует о синхроничности верхнеуштальской и гюргянской свит. Далее на север такие же туфы обнажаются по Алазани (г. Зильча).

Породы эти от мелко- (Алазань) до среднезернистых (Ашага-Аиплы, Дуздаг); в морской фации они относительно плотные и слоистые. Окраска розовая, структура витрокластическая. По гранулометрическому составу все это пелитовые туфы, за исключением пород в разрезе Дуздаг, где присутствует неотсортированный туф. Карбонатность обеих фациальных разностей туфов сходная. Среди минералов тяжелой фракции доминируют авгит и обыкновенная роговая обманка; они присутствуют либо в равных количествах, либо один из них несколько преобладает, поэтому, соответственно, туфы определяются как пироксено-роговообманковые или роговообманково-пироксеновые. Из других минералов присутствуют магнетит, иногда (Ашага-Аиплы) в большом количестве биотит (0,5%), акцессорный циркон. В легкой фракции преобладает вулканическое стекло, меньше плагиоклазов, кварца, измененных минералов (см. табл. 2). В морских разностях содержится больше терригенного материала в виде глинистых и других, сильно измененных компонентов и относительно повышенное количество аутигенного лимонита.

Вулканическое стекло, полевые шпаты и цветные минералы затронуты теми же вторичными изменениями, что и в бакинских туфах, но интенсивность изменения здесь несколько меньше. При этом в морских туфах стекло чаще монтмориллонитизировано и кальцитизировано, а в континентальных наряду с монтмориллонитом развивается и хлорит.

Роговообманковые туфы изучены нами только в континентальной фации. Они встречены в разрезе Ашага-Аиплы, где залегают стратиграфически выше описанных роговообманково-пироксеновых туфов, и на южном склоне Малого Кавказа, в бассейне Кечик-Акера; здесь они согласно залегают на галечниках гюргянской свиты. В разрезе Ашага-Аип-

[3] Эти минералы присутствуют в незначительном количестве и поэтому в таблице не приведены.

лы это пелитоморфные белесоватые, слабо уплотненные породы, а в разрезе Кечик-Акера — светло-коричневые, пористые (диаметр пор достигает 2 *мм*), также слабо уплотненные, неслоистые, с обугленным растительным детритом. Структура их витрокластическая (Ашага-Аиплы) и лито-кристаллокластическая (Кечик-Акера).

По гранулометрическому составу туфы в разрезе Кечик-Акера неотсортированные, а в Ашага-Аиплы — пелитовые, т. е. в северном направлении пирокластический материал обогащается более мелкозернистой фракцией (см. табл. 1). Карбонатность роговообманковых туфов в разрезе Ашага-Аиплы выше, чем ранее описанных туфов в том же разрезе. Из минералов тяжелой фракции преобладает роговая обманка иногда хлоритизированная и лимонитизированная. В разрезе Ашага-Аиплы присутствует небольшое количество (7%) авгита и диопсида (см. табл. 2). Из рудных минералов преобладает магнетит, которого в разрезе Кечик-Акера (36,5%) в два раза больше, чем в разрезе Ашага-Аиплы. В первом разрезе больше биотита и циркона. Породообразующим является вулканическое стекло, слагающее связующую массу, в которой, помимо перечисленных выше компонентов, в значительном количестве присутствуют полуугловатые обломки андезита и кристаллы андезина (№ 36). Стекло очень резко изменено и переходит в хлоритовую и монтмориллонитовую массу. Микролиты плагиоклазов присутствуют и в связующей массе. Они слабо пелитизированы.

Авгитовые туфы встречены в разрезе Хатынлы и на южном склоне Малого Кавказа (Каладараси, Пирджан; см. фиг. 1), где принадлежат континентальной фации. Мощность их изменяется от 0,2 (Хатынлы) до 0,6 *м* (Пирджан, Каладараси). Туфы серые с желтоватым оттенком и темные, в основном равномернозернистые, слабо уплотненные, псаммитовые (Хатынлы) и алевритовые (Пирджан, Каладараси). Карбонатность их определялась только в разрезе Хатынлы, где она равна 9%, т. е. приближается к карбонатности роговообманковых туфов гюргянской свиты разреза Ашага-Аиплы. Структура их витрокластическая; они состоят из массы вулканического стекла и микролитов плагиоклаза (№ 50), нередко сдвойникованных и пелитизированных. Реже присутствуют кристаллокласты плагиоклаза и обломки пород базальтового состава.

Из минералов тяжелой фракции преобладает авгит, содержание которого, как и магнетита, уменьшается к северу. Так, в разрезах Каладараси и Пирджан авгита 68,5%, а в разрезе Хатынлы — 43,5%. По направлению к последнему возрастает содержание эпидота, лимонита, лейкоксена (см. табл. 2).

Вторичные изменения вулканического стекла выражены слабо и проявляются в его частичной хлоритизации и монтмориллонитизации. Среди цветных компонентов отмечены единичные зерна, затронутые хлоритизацией.

Энстатитовые туфы имеют широкое площадное распространение. Они встречены в разрезе Дуздага в верхней части фаунистически охарактеризованной гюргянской толщи. Эти же туфы нами прослежены севернее Дуздага в континентальной фации в тех же пунктах, что и пироксено-роговообманковые (роговообманково-пироксеновые) разности (Караджа-Карамарьянская и Коджашен-Геокчайская складчатые зоны), а также южнее с. Молла-Исахлы. Во всех пунктах этих зон они залегают стратиграфически выше пироксено-роговообманковых (роговообманково-пироксеновых) туфов гюргянской свиты.

Окраска рассматриваемых пород белесовато-серая (Дуздаг, Караджа) и серовато-белая (Коджашен, Молла-Исахлы); они мелко- и тонкозернистые, почти пелитоморфные (Молла-Исахлы). В морских разностях отмечается слоистость. По гранулометрическому составу это пелитовые (Молла-Исахлы, Коджашен), а также алевритовые (Дуздаг) и неотсортированные туфы (Караджа). Так же как и в ранее описанных

туфах, в этих разностях обогащение пелитовой фракцией происходит в северном направлении. Карбонатность их в большинстве случаев ниже 5%. Структура туфов витрокластическая. Они представлены пепловой массой, состоящей из вулканического стекла и мелких лейст плагиоклаза. Из минералов тяжелой фракции преобладают короткостолбчатые кристаллы энстатита. Из рудных минералов вместе с лимонитом присутствует магнетит, количество которого уменьшается в сторону Молла-Исахлы. Другие минералы (роговая обманка, биотит) присутствуют в незначительных количествах.

Для морских разностей характерно относительно повышенное количество мусковита, хлорита, эпидота, цоизита, минералов устойчивой группы, а также измененных и глинистых минералов и вулканического стекла, затронутого вторичным изменением. Здесь, как и в пеплах бакинского яруса, но в меньших масштабах, отмечаются хлоритизация и монтмориллонитизация. Первая наиболее характерна для туфов континентального генезиса.

3. ПИРОКЛАСТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ХАЗАРСКОГО ЯРУСА

Пирокластические породы хазарского возраста зафиксированы нами только в юго-восточной Ширвани в прибрежной фации (Большой Харами и Кюровдагская антиклинальная структура). В отличие от ранее описанных разностей туфов, отложившихся в морских условиях, эти туфы слабо сцементированы, легко рассыпаются, и в них наблюдается слабо выраженная слоистость. Они тонкозернистые, светло-бурые (вследствие лимонитизации) и по гранулометрическому составу относятся к вулканической пыли[4]. При этом содержание пелитовой фракции в них увеличивается в юго-восточном направлении. Если в районе Большого Харами содержание фракции $<0{,}01$ *мм* составляет 76%, то на расстоянии 20 *км* на юго-восток, в районе Кюровдага оно достигает 90%. В тяжелой фракции преобладающим минералом является роговая обманка, которой подчинены пироксены (авгит и диопсид). Из других компонентов присутствуют эпидот, акцессорный циркон, магнетит. Малое процентное содержание в тяжелой фракции таких минералов, как обыкновенная роговая обманка и пироксены, связано с наличием в ней большого количества (до 45,9%) целестина, а также барита. В легкой фракции преобладающим компонентом является вулканическое стекло. Кроме этого, присутствуют кристаллы плагиоклаза и обломки микрофельзита. Второй по количеству составляющей легкой фракции является аутигенный гипс. Последний, так же как целестин и барит, свидетельствует об отложении этих пеплов в прибрежных, но относительно спокойных лагунных условиях, где интенсивное испарение приводило к отложению сульфатов одновременно с пепловым материалом. Садка сульфатов свидетельствует об аридности климата в хазарское время.

Вулканическое стекло в отличие от бакинских и гюргянских туфов редко монтмориллонитизировано.

Количественное увеличение мусковита, эпидота, устойчивых измененных и глинистых минералов связано с поступлением их в Хазарское море в виде терригенного материала.

4. ПИРОКЛАСТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ВЕРХНЕГО ОТДЕЛА ХВАЛЫНСКОГО ЯРУСА

Пирокластические породы этого возраста изучены нами в пределах структуры Кюровдаг (Алибайрамлинский район) и в северной и северо-западной частях южного Каспия с глубины моря в первом случае 230,

[4] Классификация вулканогенных обломочных горных пород. Госгеолтехиздат, 1962.

а во втором — 845 и 925 *м*. В Кюровдагской структуре пеплы залегают на абразионном уступе, выработанном раннехвалынским морем в хазарских отложениях. В позднехвалынское время с повышением уровня моря и некоторым погружением уступа, последний представлял собой мелководный участок, где происходила седиментация пирокластического материала. Отнесение пирокластических пород Кюровдагской структуры к позднехвалынскому времени основано на аналогии их с пирокластическими породами, изученными нами в южном Каспии. Здесь они залегают в горизонте послехвалынской регрессии, в котором присутствуют остатки фауны, характерной для верхнего отдела хвалынского яруса (Маев, 1964).

Внешне эти породы, как и пеплы хазарского яруса, слабо уплотненные, легко рассыпающиеся, тонкозернистые, буровато-белесоватые и светло-серые. Относятся они к вулканической пыли (Кюровдаг) и к туффитовым пескам (образцы, взятые с экватории моря). Карбонатность их не превышает 0,5%. По минеральному составу тяжелой фракции они относятся к роговообманково-пироксеновым разностям, в которых роговая обманка значительно уступает пироксенам. Пониженное значение этих двух минералов в каспийских пеплах объясняется присутствием в них терригенной примеси. С этим же связано повышенное значение песчаной фракции, представленной в значительном количестве терригенным материалом. В пеплах Кюровдагского разреза присутствует целестин и барит, правда в меньшем количестве, чем в пеплах хазарского яруса. В легкой фракции преобладают вулканическое стекло, обломки микрофельзита, а в пеплах разреза Кюровдаг содержится до 45% гипса. Последнее свидетельствует об отложении хвалынских пеплов в прибрежных спокойных условиях при интенсивном осаждении сульфатов, обусловленном аридностью климата.

Вулканическое стекло обычно свежее и только в единичных случаях монтмориллонитизировано. Полевые шпаты и цветные компоненты почти не затронуты вторичными процессами.

Изучение литологических особенностей антропогеновых туфов, в том числе их постседиментационных изменений в зависимости от стратиграфического положения и условий образования, позволило установить ряд признаков, имеющих диагностическое значение.

1. Морские туфы бакинского и гюргянского времени отличаются от синхроничных им континентальных туфов большей литифицированностью и слоистой текстурой. Степень литификации ослабевает вверх по разрезу, и более молодые хазарские и хвалынские пирокластические породы представлены слабо уплотненными, легко рассыпающимися туффитовыми песками и вулканической пылью.

2. Для пирокластических пород, отложившихся в море, характерна примесь терригенного материала. В данном случае это мусковит, устойчивые минералы, эпидот, цоизит, измененные и глинистые компоненты, полевые шпаты и кварц. Не менее важным отличием является присутствие в морских разностях аутигенных минералов, иногда достигающих значительных количеств.

3. Степень вторичных изменений витрического материала определяется фациальным и стратиграфическим положением породы. Морские пирокластические породы бакинского яруса, в отличие от континентальных, интенсивнеее монтмориллонитизированы и несколько слабее хлоритизированы. При этом в одних случаях эти процессы развиваются независимо друг от друга, в других монтмориллонит замещает хлорит, образующий псевдоморфозы по стеклу.

Кальцитизация отмечается только в морских разностях туфов. Последние и сильнее лимонитизированы, и в них несколько сильнее пелитизированы, серицитизированы и кальцитизированы полевые шпаты и хлоритизированы цветные компоненты. Степень вторичных изменений в

пирокластических породах гюргянской свиты несколько ослабевает, а в хазарских и хвалынских слоях она почти затухает, и вулканическое стекло почти не затронуто изменением.

4. При переходе от континентальной фации к морской происходит уменьшение размерности пирокластических частиц и мощности туфовых слоев. Это объясняется большей удаленностью морских участков от очагов извержений, которые располагались в пределах Малого Кавказа. Доказательством этого является увеличение количества тонкой фракции в туфах континентальной фации, расположенных в северной и северо-восточной частях Прикуринской низменности (Коджашен, Молла-Исахлы). О связи рассматриваемых пород с вулканами М. Кавказа свидетельствует и уменьшение в северном и восточном направлениях от последних рудных и акцессорных минералов и идентичность их вещественного состава с четвертичными лавами Малого Кавказа.

ЛИТЕРАТУРА

Авдусин П. П. Пирокластические осадки в третичном комплексе пород северо-восточного Азербайджана. Нефт. хоз-во, № 10, 1935.

Азизбеков Ш. А., Кашкай М. А., Ахмедова Т. Вулканические пеплы Азербайджана как гидравлическая добавка в цементном производстве. Изв. АзербФАН СССР, т. 3, 1942.

Азизбеков Ш. А. Вулканические пеплы Азербайджана. Тр. Ин-та геологии АН АзербССР, т. 13, 1947.

Алиев А. Г., Даидбекова Э. А. Осадочные породы Азербайджана. Баку, Азнефтеиздат, 1955.

Гаврилов М. Д. Основные черты новейшей тектоники и геоморфологии Аджиноура. Тр. конфер. по геоморфологии Закавказья, 1951. Баку, 1953.

Маев Е. Г. Донные отложения южной части Каспийского моря (стратиграфия, литология и особенности распределения). Автореф. дис. на соискание уч. степени канд. геол.-минерал. наук, 1964.

Пашалы Н. В. Литология четвертичных отложений восточного Азербайджана и условия их образования. Баку. Изд. АН АзербССР, 1964.

Якубов А. А. Вулканические пеплы в третичных осадочных породах Апшеронского п-ова. Тр. АзербАН СССР, т. 22, 1936.

Институт геологии им. акад. И. М. Губкина
Академии наук Азербайджанской ССР
Баку

Дата поступления
24.VIII.1965

ЛИТОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 4, 1967 г.

УДК 550.4; 553.72

НЕКОТОРЫЕ УСЛОВИЯ МИГРАЦИИ АЛЮМИНИЯ, ЖЕЛЕЗА И ТИТАНА В ПОСТВУЛКАНИЧЕСКОМ ГИДРОТЕРМАЛЬНОМ ПРОЦЕССЕ

В. И. БОРИСЕНКОВ

Вопросам геохимии современного вулканизма посвящен целый ряд исследований, среди которых в первую очередь следует отметить работы В. В. Иванова, С. И. Набоко и К. К. Зеленова. К. К. Зеленов (1958, 1963) подробно рассматривает поведение алюминия, железа и титана в поствулканическом гидротермальном процессе на примере некоторых курильских вулканов.

Автор настоящей статьи попытался проследить и сравнить пути миграции алюминия, железа и титана по следующим трем основным этапам: 1) в процессе гидротермального метаморфизма вулканических пород; 2) в ходе накопления рассматриваемых элементов в термальных вулканических водах; 3) в процессе их переноса поверхностными потоками в соседние морские бассейны.

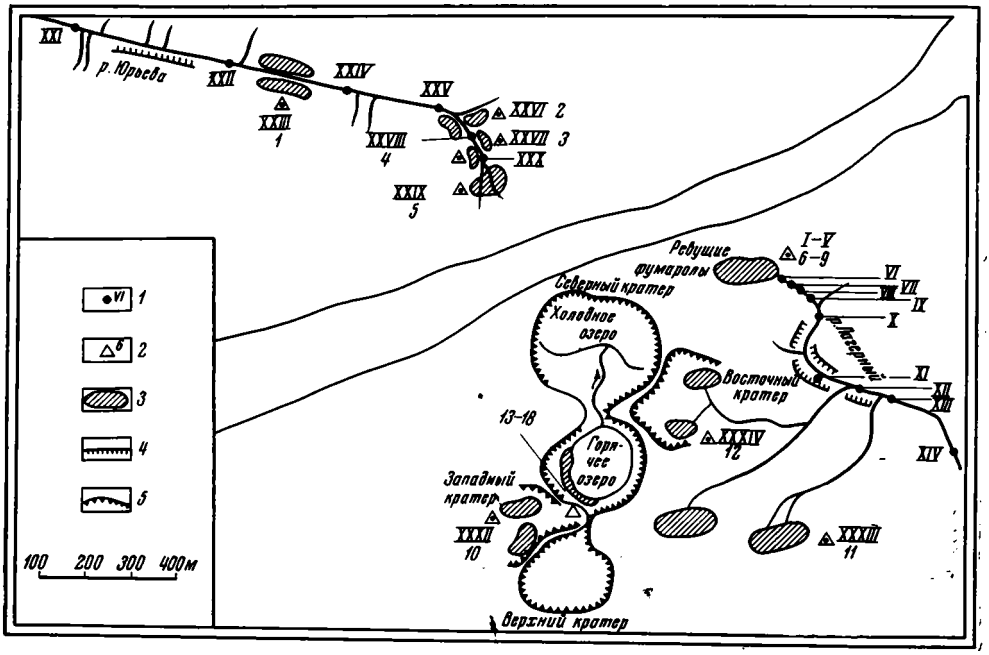
Материал был собран в 1962 г. на вулкане Эбеко (о. Парамушир). Вулкан, высотой 1137 *м*, до небольшого извержения в марте 1963 г. имел на вершине остатки двух сомм — внешней и внутренней, с невысоким молодым конусом в центре (фиг. 1). На вершине конуса находились три кратера, протянувшиеся с севера на юг, и два побочных — западный и восточный. На конусе и рядом с ним в районе развития мощных сольфатарных полей наблюдались выходы горячих источников, воды которых, смешиваясь со снеговыми, давали начало р. Кузьминке на восточном склоне и речкам Горшкова и Юрьева — на западном.

Отбор фактического материала проводился в соответствии с отмеченными выше задачами.

1. Для изучения распределения алюминия, железа и титана в ходе гидротермального метаморфизма вулканических пород были взяты образцы в западной стенке центрального кратера из андезито-базальтовой глыбы, подвергшейся интенсивной обработке горячими кислыми растворами. В сколе глыба обнаруживает ясную концентрическую зональность от совершенно неизмененной породы в центре до типичного опалита по периферии. Из этих зон и отобраны образцы (обр. 13—18).

2. Для оценки роли алюминия, железа и титана в формировании катионного состава вулканических вод было проведено опробование ряда источников. Пробы воды (I—V, XXIII, XXVI, XXVII, XXIV, XXXI—XXXIV) отбирались непосредственно у выхода источников[1] и здесь же

[1] Источники подразделяются на две группы: 1) впадины и воронки на центральном конусе (XXXII—XXXIV) и в районе «Ревущих фумарол» (I—V) с небольшим оттоком, заполненные бурлящей водой, через которую проходят струи вулканических газов. Все источники этого типа приурочены к мощным сольфатарным полям; 2) юрьевские источники (XXIII, XXVI, XXVII, XXIX, XXXI) — спокойные, прозрачные струи, выходящие по трещинам в породе и, как правило, не сопровождающиеся газовыми выделениями.



Фиг. 1. Схема вулкана Эбеко (по В. В. Иванову с дополнениями автора, 1962 г.)
1 — пробы воды; *2* — образец породы; *3* — фумарольные поля с выходами термальных вод; *4* — зона разгрузки грунтовых вод; *5* — обрывы

были взяты образцы соответствующих вмещающих пород (обр. 6—9, 10—12, 1—5).

3. Для изучения условий переноса рассматриваемых элементов вулканическими термальными потоками был проведен отбор проб воды, осадка и взвеси по течению реки Юрьева и ручья Лагерного (верховья р. Кузминка). Выбор речек зависел от наличия в источниках титана, который качественно определялся на месте. На р. Юрьева пробы воды и осадка отбирались по всему течению от истоков до устья. Взвесь взять не удалось, так как вода очень чистая (пробы воды XVI—XXII, XXIV, XXV, XXVIII, XXX, осадка — 16—25). По ручью Лагерному пробы отбирались лишь в верховьях до pH=2,3 (пробы воды VI—XIV; осадка 6—14; взвеси 4—12) и, кроме того, была взята еще одна проба воды (XV) и осадка (15) недалеко от впадения Кузьминки в Тихий океан.

Таким образом, собранный материал[2] был представлен пробами пород, воды, осадка и взвеси. Осадок, а также взвесь, вблизи источников представляют собой темно-серую, вязкую массу с большим количеством кремнекислоты и аморфной серы. Ниже по течению он становится менее вязким, светлеет. Основная масса осадка и взвеси сложена тонкозернистым материалом механического разрушения пород и насыщена пылинками рудного вещества, по-видимому, титаномагнетита; имеется примесь органического вещества.

Алюминий определяли методом комплексометрического титрования с трилоном Б, закисное железо — бихроматным методом. Сумма закисного и окисного железа в зависимости от содержания устанавливалась или комплексометрическим титрованием в присутствии сульфосалициловой кислоты, или колориметрически с α,α'-дипиридилом. Содержание титана устанавливалось колориметрически с перекисью водорода, а pH опре-

[2] Обработка материала проведена в лаборатории кафедры геохимии геологического факультета МГУ.

делялся на потенциометре ЛП-57 М с применением стеклянного электрода при температуре 19°. Содержание аутигенного алюминия и железа в осадках и взвеси определялось в солянокислой вытяжке. Титан в солянокислую вытяжку не переходит и поэтому не фиксировался. Кроме того, было проведено определение алюминия и титана во всей массе осадка (проба разлагалась плавиковой кислотой).

Таблица 1

Результаты анализа пород (вес %)

Место взятия и характеристика образцов	Номер образца	Соответствующая проба воды	Содержание Al_2O_3	Σ Fe_2O_3 и FeO	Содержание TiO_2
Образцы, взятые из зон изменения андезито-базальтовой глыбы от центра к периферии	13	—	13,3	9,77	0,950
	14	—	5,1	2,28	1,30
	15	—	0,74	1,20	1,24
	16	—	1,27	0,680	1,65
	17	—	1,49	1,86	1,66
	18	—	1,62	0,710	1,97
Вмещающие породы Юрьевских источников—опализированные и ожелезненные туфы	1	XXIII	7,3	2,67	1,37
	2	XXVI	1,59	30,9	0,650
	3	XXVII	2,74	1,64	1,32
	4	XXIX	0,77	34,6	0,710
	5	XXXI	0,82	3,98	0,825
Вмещающие породы источников в районе «Ревущих фумарол» — измененный пирокластический материал	6	I	1,17	1,90	1,45
	7	II	0,204	1,38	0,920
	8	IV	7,5	3,10	0,975
	9	V	4,7	4,70	1,15
Вмещающие породы источников на центральном конусе — измененный пирокластический материал	10	XXXII	4,9	1,53	1,15
	11	XXXIII	1,64	1,04	0,850
	12	XXIV	11,3	5,10	0,800

Остановимся на распределении алюминия, железа и титана по зонам гидротермального изменения андезито-базальтовой глыбы (табл. 1). Рассмотрим эти зоны как условные стадии метаморфизма. Изменения произошли по всей массе породы, вероятно, за счет поровых растворов, поступающих извне таким образом, что периферия глыбы подвергалась максимальной гидротермальной обработке, а центральная часть затронута лишь первой стадией процесса.

Неизмененная часть глыбы (обр. 13) представлена андезито-базальтом с ясной порфировой структурой. Во вкрапленниках — плагиоклаз (лабрадор), пироксен (диопсид-авгит) и рудный минерал. Основная масса — микролиты плагиоклаза и бурое, частично разложившееся стекло. Плагиоклаз во вкрапленниках местами пелитизирован, иногда по нему, а также по пироксену развит хлорит.

Первая от центра измененная зона (обр. 14) представлена породой, еще сохранившей первоначальную структуру, однако в скрещенных николях видно, что весь плагиоклаз полностью замещен опало-каолиновой массой. Сохранились только зерна пироксена. Рудных минералов нет, встречается аморфная сера, а по трещинкам — гипс. Возникновение этой зоны — результат первой стадии гидротермального метаморфизма породы, в течение которой наблюдается значительный вынос железа и алюминия.

Часть алюминия остается на месте в составе глинистого материала, железо также частично выпадает в виде гидроокислов, примешиваясь к каолину. Отсутствие данных полного силикатного анализа не позволяет, к сожалению, сделать точный расчет и однозначно решить вопрос о выносе титана в этой стадии.

Следующая зона (обр. 15) сложена уже типичным опалитом с реликтовой порфировой структурой. Все вкрапленники и основная масса заме-

щены опалом и каолином с примесью гидроокислов железа. Эта зона иллюстрирует вторую стадию метаморфизма, когда поступающие извне кислые воды растворяют алюминий, железо и часть титана. В дальнейшем из растворов, кислотность которых неизбежно должна понизиться при взаимодействии с породой, происходит частичное выделение железа и алюминия в виде гидроокислов и глин и, вероятно, полное выпадение титана.

Внешние зоны глыбы (обр. 16—18) представлены опалитом с реликтовой порфировой структурой. Опалово-каолиновая масса содержит большую примесь серы и гидроокислов железа. Увеличение содержания рассматриваемых элементов в этих зонах определяется, вероятно, уменьшением общего объема породы за счет растворения кремнекислоты.

Таким образом гидротермальный метаморфизм породы сопровождается выносом большинства компонентов с накоплением кремнекислоты и замещением минералов породы опалово-каолиновой массой. Этот процесс подробно изучен С. И. Набоко (1959).

Интересно сопоставить полученные результаты с данными И. П. Аверьянова (1963), который весьма подробно исследовал распределение породообразующих элементов по зонам изменения андезито-базальтовых глыб на вулкане Эбеко. Из табл. 2 видно, что железо и алюминий выносятся из породы почти полностью. Потеря титана происходит лишь во внешней зоне. Так как растворы движутся от периферии к центру глыбы, естественно предположить, что не весь титан выносится из породы; некоторое его количество переносится к центру глыбы и там откладывается. На это указывает привнос титана в третьей зоне (см. табл. 2).

Таблица 2

Содержание компонентов в зонах гидротермального изменения андезито-базальтовой глыбы (по данным И. П. Аверьянова, 1963)

Компоненты	Неизмененная центральная часть (I зона)		II зона		III зона		IV зона		Внешняя измененная зона	
	весовые %	привнос — вынос, %	весовые %	привнос — вынос, %	весовые %	привнос—вынос, %	весовые %	привнос—вынос, %	весовые %	привнос—вынос, %
SiO_2	52,33	0	83,10	+0,3	84,13	—12,07	76,95	—3,94	20,84	—74,92
TiO_2	0,76	0	1,20	—0,5	1,35	+3,03	0,95	—18,68	0,35	—71,21
Al_2O_3	18,50	0	3,16	—89,22	3,65	—89,29	2,11	—92,67	0,23	—99,23
Fe_2O_3	7,18	0	0,51	—95,50	0,58	—99,30	0,77	—93,04	0,46	—95,98
FeO	2,60	0	0,26	—93,64	0,19	—96,17	0,29	—92,76	0,13	—96,89

Итак, в процессе гидротермального метаморфизма вулканических пород основная масса железа и алюминия и небольшая часть титана выносится из породы и поступает в термальные воды, формируя их катионный состав. Концентрация этих элементов в водах источников весьма различна (табл. 3) и определяется в первую очередь pH среды. Немаловажную роль играет анионный состав раствора, а также содержание и минеральная форма рассматриваемого элемента во вмещающей породе. Наличие труднорастворимых соединений — алунита и глин для алюминия, ярозита для железа, двуокиси титана — препятствует переходу этих элементов в раствор даже при достаточно высоком содержании их в породе. Все эти факторы действуют одновременно, в различной степени дополняя или компенсируя друг друга.

Концентрация алюминия увеличивается с уменьшением pH и ростом содержания алюминия во вмещающей породе. Отношение Al : Fe в водах источников, как правило, выше, чем во вмещающих породах. Концентрация железа растет с уменьшением pH и увеличением содержания железа в породах. Для титана наиболее резко выражена зависимость

от pH раствора. Влияние состава пород весьма ограничено. Для большинства источников эквивалентные содержания фтора и титана не совпадают (табл. 4). Часто фтора меньше, что указывает на присутствие титана не только в виде фторидов, но и в составе других соединений, например хлоридов.

Таблица 3

Результаты анализа вод

Место взятия проб и их характеристика	Номера проб	$t°$, С	pH	d, *г/мл*	$Ti^{\cdot\cdot\cdot\cdot}$ *мг/л*	$Fe^{\cdot\cdot\cdot}$, *мг/л*	$Fe^{\cdot\cdot}$, *мг/л*	$Al^{\cdot\cdot\cdot}$ *мг/л*
Пробы, взятые из источников района «Ревущих фумарол»	I	80	0,620	1,018	6,2	90	62,0	1253
	II	75	1,320	1,006	Нет	—	117	318
	III	82	0,585	1,015	5,8	172	Нет	1216
	IV	86	0,460	1,015	6,2	132	26,8	1132
	V	85	0,520	1,014	6,5	139	13,3	868
Пробы, взятые вниз по течению ручья Лагерного	VI	42	0,605	1,010	4,6	86	79,0	1075
	VII	29	0,595	1,014	2,5	85	79,5	793
	VIII	10	1,055	1,005	Нет	25,4	24,8	225
	IX	5	1,600	1,000	»	Следы	12,9	64,1
	X	14	1,740	1,000	»	Нет	14,0	67,5
Источник	XI	32	2,190	1,001	»	»	40,8	164
	XII	30	2,090	1,000	»	»	40,4	85,6
	XIII	25	2,140	1,001	»	»	33,4	72,8
	XIV	15	2,230	1,000	»	»	36,9	69,2
Устье р. Кузьминка	XV	5	3,600	1,000	»	»	Нет	6,22
Пробы, взятые вверх по течению р. Юрьева	XVI	15	1,560	1,004	»	»	143	342
	XVII	20	1,535	1,002	»	»	144	342
	XVIII	35	1,520	1,006	»	»	152	346
	XIX	40	1,490	1,006	»	»	156	374
	XX	45	1,465	1,005	»	»	162	384
	XXI	50	1,410	1,004	»	»	190	439
	XXII	60	1,305	1,007	»	49,6	205	589
Источник	XXIII	80	1,085	1,010	2,5	200	232	817
Русло	XXIV	20	1,535	1,003	Нет	Нет	121	312
Русло	XXV	25	1,500	1,004	»	»	138	329
Источник	XXVI	70	1,440	1,006	Следы	55,6	133	568
»	XXVII	60	1,205	1,010	1,9	188	169	719
Русло потока	XXVIII	50	1,080	1,010	1,9	108	243	700
Источник	XXIX	80	1,020	1,011	Следы	150	226	756
Русло потока	XXX	60	1,070	1,010	Нет	159	181	686
Источник	XXXI	80	0,940	1,010	1,9	197	177	762
Источник в Западном кратере	XXXII	80	1,750	1,001	Нет	15,5	10,3	81,7
Источник на восточном склоне центрального конуса	XXXIII	80	1,375	1,002	»	10,5	7,9	22,2
Источник в Восточном кратере	XXXIV	90	<0	1,024	15	136	16,0	298

В результате меньшего гидролиза фторидных комплексов они дольше сохраняются в растворе, что приводит к выравниванию эквивалентного содержания фтора и титана (проба VI).

Рассмотрим перенос алюминия, железа и титана вулканическими термальными потоками. Как видно из табл. 3, концентрация алюминия и железа в водах р. Юрьева и ручья Лагерного уменьшается вниз по течению. Однако это не всегда происходит в результате выделения в осадок, а гораздо чаще вследствие разбавления.

Исходя из основных формул:

$$pH = -\lg \gamma_H \frac{m_H}{v}, \; c = \frac{m}{v},$$

можно легко получить зависимость изменения количества содержащего-

ся в растворе элемента от изменения его концентрации и pH раствора:

$$\lg\frac{m_2}{m_1} = \lg\frac{c_2}{c_1} + \Delta\,\mathrm{pH} + \lg\frac{m_{H_2}}{m_{H_1}} + \lg\frac{\gamma_{H_2}}{\gamma_{H_1}},$$

где m_2 и m_1 — количество рассматриваемого элемента (*мг*) для двух состояний раствора; c_2 и c_1 — концентрация этого элемента для тех же состояний (*мг/л*); m_{H_2} и m_{H_1} — количество ионов водорода (*г-ион*); γ_{H_2} и γ_{H_1} — коэффициенты активности водородных ионов; ΔpH — изменение pH для двух рассматриваемых состояний раствора. При постоянстве количества водородных ионов и коэффициента их активности (в процессе разбавления пресными водами, причем при незначительном изменении pH основного потока) мы получим более простое равенство:

$$\lg\frac{m_2}{m_1} = \lg\frac{c_2}{c_2} + \Delta\,\mathrm{pH}.$$

Условия эти соблюдаются на участках между пробами VII—IX, XIII—XIV, XXIV—XXV и XVI—XXII. Во всех остальных случаях расчет может быть лишь приблизительным, причем получаются заниженные результаты, так как в каждой последующей пробе, взятой вниз по течению, возрастает количество водородных ионов или коэффициент их активности.

Таблица 4

Соотношение фтора и титана для источников вулкана Эбеко *

Место взятия проб и их характеристика	Номера проб	F'	$Ti^{\cdots}$
		мг-экв/л	
Источники района «Ревущих» фумарол	I	0,336	0,516
	II	0,089	Нет
	III	0,393	0,483
	IV	0,279	0,516
	V	0,858	0,540
Русло ручья Лагерного	VI	0,373	0,383
Источники р. Юрьева	XXIII	Не определен	0,208
	XXVI	»	Следы
	XXVII	0,178	0,158
	XXIX	0,210	Следы
	XXXI	0,232	0,158
Источники на Центральном конусе	XXXII	0,168	Нет
	XXXIII	0,158	»
	XXXIV	2,12	1,26

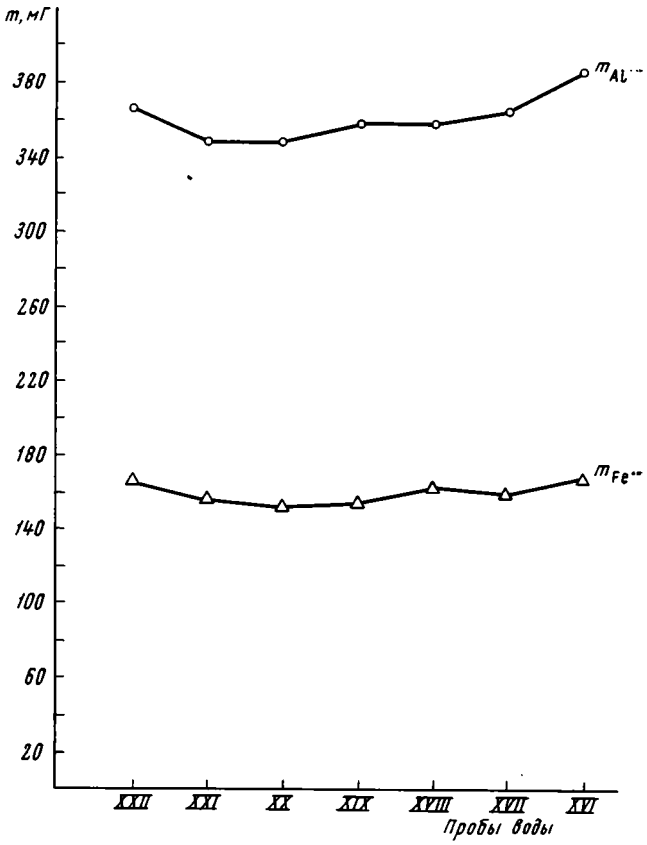
* Определение фтора проводил Р. И. Лутков.

Результаты расчета показывают, что незначительное выделение из раствора алюминия и железа наблюдается только в непосредственной близости от источника и обусловлено, вероятно, падением температуры потока (фиг. 2, 3). В дальнейшем количество этих элементов в растворе не только не уменьшается, а, наоборот, увеличивается за счет поступления их из притоков. Интересно, что даже значительное повышение pH не помешало возрасти более чем в два раза содержанию алюминия в устье р. Кузьминка, причем эта цифра явно занижена в силу указанных выше причин. Железо выпадает, так как достигается pH его полного гидролиза. В р. Юрьева наблюдается постепенное увеличение содержания как железа, так и алюминия, вплоть до впадения ее в Охотское море. Титан полностью гидролизуется уже в районе источников и отсутствует в растворе по всему течению речек Кузьминка и Юрьева.

В осадках на дне потока присутствие алюминия, железа и титана обусловлено двумя причинами: наличием продуктов механического разрушения пород и осаждением из растворов. Изменение содержания этих элементов в осадках зависит от выпадения из раствора, обратного перехода из осадка в раствор, пополнения за счет взвеси притоков, разделения по фракциям при переносе. Для каждого элемента значение этих условий неодинаково.

Частичное выпадение в осадок алюминия наступает в результате охлаждения потока, причем свежевыпавшая масса вновь может перейти в раствор при повышении температуры и кислотности (понижение содер-

жания в осадке 22 после источника XXIII). При перемещении вниз по потоку наблюдается обогащение осадков аутигенным алюминием, что объясняется повышенной подвижностью гидроокислов алюминия относительно более крупнозернистой фракции осадка. На это указывает также более высокое по сравнению с осадком содержание аутигенного алюминия во взвеси.



Фиг. 2. Изменение количества растворенного алюминия и железа вниз по течению р. Юрьева

Характеры распределения железа и алюминия в осадках аналогичны (табл. 5).

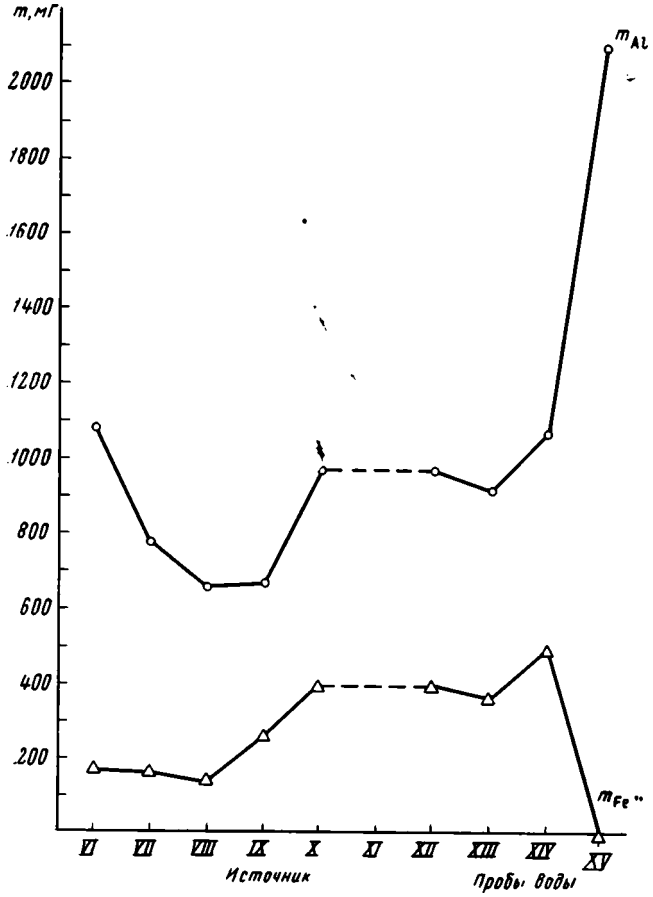
Титан полностью переходил в осадок, где его высокое содержание, значительно превышающее среднее значение для пород, обусловлено наличием главным образом частичек титаномагнетита. Изменение содержания титана в осадках зависит только от гидродинамических условий потока и от поступления с притоками обломочного материала.

Во взвеси (табл. 6) процентное содержание железа и алюминия увеличивается вниз по потоку. Содержание этих элементов по отношению к объему раствора снижается, то же имеет место и для всей массы взвеси. Однако, как показывает расчет по вышеприведенной формуле, количество железа и алюминия во взвеси колеблется в широких пределах.

Итак, в процессе гидротермального метаморфизма вулканических пород наблюдается значительный вынос железа и алюминия. Титан извлекается лишь в небольшом количестве. В основном он перераспределяется внутри породы.

Содержание алюминия и железа в водах вулканических источников обусловлено одновременным действием ряда факторов и в первую оче-

редь кислотностью растворов, их температурой и составом вмещающих пород. Содержание титана определяется только кислотностью раствора. Наличие фтор-иона приводит к образованию относительно устойчивых в растворе фторидных комплексов титана.



Фиг. 3. Изменение количества растворенного алюминия и железа вниз по течению ручья Лагерного (р. Кузьминка)

При переносе алюминия и железа вулканическими термальными потоками частичное осаждение наблюдается лишь в районе источников. В дальнейшем, если не достигается pH полного гидролиза, содержание элемента в растворе не только не уменьшается, но и увеличивается за

Таблица 5

Содержание Al и Fe в солянокислых вытяжках из осадков Al и Ti во всей массе осадка (вес. %)

Место взятия пробы	Номер * пробы	Al, вытяжка	Fe, вытяжка	Al	Ti	Место взятия пробы	Номер * пробы	Al, вытяжка	Fe, вытяжка	Al	Ti
Осадки, отобранные вниз по течению ручья Лагерного	6	0,25	0,0315	4,54	0,780	Осадки, отобранные вверх по течению р. Юрьева	16	0,36	0,54	7,67	0,660
	8	0,25	0,0418	7,10	0,922		19	0,31	0,48	6,62	0,640
	9	0,25	0,0580	4,55	0,838		22	0,29	0,225	5,55	0,630
	12	0,40	0,337	6,02	0,725		23	0,31	0,57	6,49	0,540
	14	0,43	0,317	6,14	0,720		25	0,28	0,52	8,03	0,630
	15	0,55	1,05	5,86	0,670						

* Номера проб осадка и соответствующих проб воды совпадают.

Таблица 6

Содержание алюминия и железа в солянокислых вытяжках из взвеси *

Место отбора проб взвеси	Номер пробы	Al, %	Fe, %	Al, *мг/л*	Fe, *мг/л*	Общее количество взвеси, *мг/л*
Вниз по течению ручья Лагерного	4	0,69	0,292	8,1	3,44	1180
	6	2,9	0,604	6,0	1,22	210
	8	4,3	0,84	0,72	0,140	16,6
	9	2,4	0,636	0,52	0,139	21,8
	11	4,5	1,08	0,42	0,100	9,3
	12	7,8	2,11	0,38	0,102	4,8

* Номера проб взвеси и соответствующих проб воды совпадают.

счет притоков. Титан полностью гидролизуется и выпадает в осадок в непосредственной близости от источника.

Основная масса взвеси и осадка на дне потока представлена продуктами механического разрушения пород, по сравнению с которой аутигенное железо и алюминий составляют лишь очень малую долю, возрастающую вниз по течению в результате большей подвижности гидроокислов железа и алюминия.

Титан вулканическими потоками может переноситься только во взвешенном состоянии, в основном в составе рудного вещества — продуктов механического разрушения породы.

Таким образом, в условиях поствулканической деятельности наблюдается довольно резкое расхождение путей миграции алюминия и железа, с одной стороны, и титана — с другой. Если геохимия первых широка и разнообразна, обусловлена множеством факторов и приводит в конечном счете к заметному извлечению этих элементов из пород и переносу их в морские бассейны, то миграция титана резко ограничена кислотностью среды и допускает лишь возможность перемещения его или в виде продуктов гидролиза, или в виде продуктов механического разрушения породы.

Автор глубоко благодарен профессору М. Г. Валяшко за ценные советы и замечания, а также сотрудникам кафедры геохимии И. Н. Кубраковой и Л. В. Терентьевой, оказавшим большую помощь в выполнении аналитических работ.

ЛИТЕРАТУРА

Авердьянов И. П. «Кокардовые» образования в гидротермально измененных породах центрального кратера вулкана Эбеко. Изв. АН СССР. Серия геол., № 5, 1963.

Зеленов К. К. О выносе растворенного железа в Охотское море гидротермами вулкана Эбеко. Докл. АН СССР, т. 120, № 5, 1958.

Зеленов К. К. Геохимия алюминия и титана в областях вулканической деятельности островных дуг. Сов. геология, № 8, 1963.

Набоко С. И. Вулканические эксгаляции и продукты их реакций. Изд. АН СССР, Тр. Лаборатории вулканологии АН СССР, вып. 16, 1959.

Государственный университет
Москва

Дата поступления
29.IV.1965

ЛИТОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 4, 1967 г.

УДК 552.51 (471.22)

СТРОЕНИЕ И ЛИТОЛОГИЯ ОЗОВОЙ ГРЯДЫ У ст. КУЗНЕЧНАЯ НА КАРЕЛЬСКОМ ПЕРЕШЕЙКЕ

И. Н. ЛОБАНОВ

В 1961 г. автор производил детальные геологические исследования, связанные с поисками подземных вод в докембрийских кристаллических породах и четвертичных отложениях для водоснабжения пос. Кузнечное. При этом изучалось строение озовой гряды, которая интенсивно разрабатывалась карьерами. В вертикальных стенках карьеров протяжением до нескольких сот метров представилась возможность наблюдать строение оза, литологический состав и его изменения в продольном и поперечном направлениях.

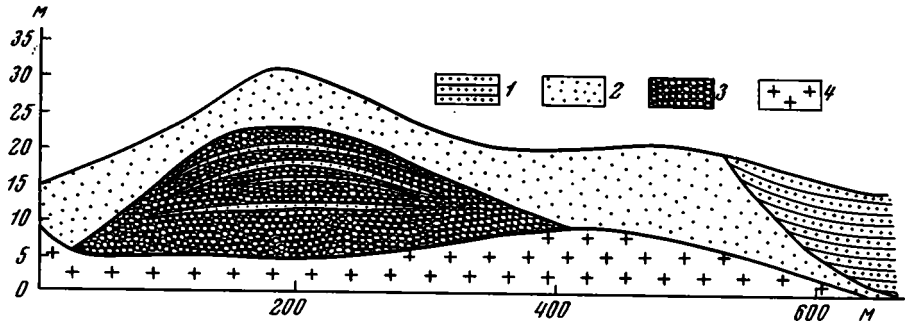
До настоящего времени, насколько нам известно, имеется немного опубликованных работ, в которых всесторонне бы освещались вопросы литологии пород, слагающих озы, а поэтому к этим образованиям часто относятся сходные формы рельефа разного происхождения. Поэтому изучение литологии и генетической природы пород, слагающих озовые гряды, позволит в каждом отдельном случае выяснить способы и условия их образования, а также отличить от сходных форм рельефа.

Описываемая озовая гряда в рельефе выражена слабо, в местах наиболее резких очертаний ее относительная высота достигает 20—30 *м*. Она протягивается с северо-запада на юго-восток, по азимуту 140—150° (в направлении движения ледника, о чем свидетельствует такой же азимут ориентировки ледниковых штрихов) от оз. Окуневого до дер. Богатыри; длина ее около 6 *км*, ширина 400—500 *м*, а по гребню — до 200 *м*. У деревни гряда уплощается и переходит в песчаную равнину, сложенную среднезернистыми горизонтальнослоистыми песками. Наиболее ясно в рельефе гряда выражена юго-западнее пос. Кузнечное; здесь она вскрыта карьерами на всю ширину и по протяжению более чем на 1 *км*.

Внутреннее строение гряды сложное: в ее осевой части залегают валунно-галечные образования, на которые налегают гравийно-галечные и песчаные отложения разного происхождения (фиг. 1).

Валунно-галечные образования слагают осевую часть, или ядро оза, которое само имеет вид ясно выраженной гряды высотой 20—25 *м*, шириной в основании 250 *м*, а в гребневой части 90—100 *м*, склоны ее крутые и местами достигают 45°. Валунно-галечное ядро покоится на сглаженной неровной поверхности протерозойских розовых порфировидных гранитов, в то время как его гальки и валуны состоят из полосчатых мигматитов, гнейсов, серых гранитов, метабазитов и сланцев, т. е. имеют полимиктовый состав, что указывает на их привнос издалека. О длительном переносе свидетельствует также и то, что все гальки и валуны хорошо окатаны и имеют округлую форму (фиг. 2). В гранулометрическом отношении в этих образованиях гальки и валуны составляют 92,9%; заполнитель, представленный аркозовыми песками и гравием, занимает в среднем 7,1% объема. На долю галек размером от 1 до 10 *см* падает 47,6%; на долю валунов размером от 10 до 30 *см* — 35,3%, раз-

мером от 30 до 50 *см* и более — около 10%. Из приведенных данных видно, что валуны и гальки находятся примерно в равных количествах. В валунногалечных образованиях содержатся песчано-гравийные линзовидные прослойки мощностью от 5 до 20 *см*, что приводит к развитию в них слоистых текстур. Интересно, что песчано-гравийные прослойки в основании и в середине залегают горизонтально, а в верхней части изгибаются параллельно поверхности склонов валунно-галечникового ядра,

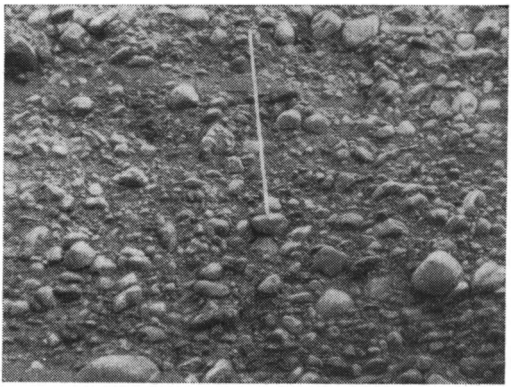


Фиг. 1. Схематический поперечный разрез озовой гряды у ст. Кузнечная

1 — ленточные глины; *2* — пески с прослойками алевритов, пески гравелистые, гравий и галечники; *3* — валунно-галечные образования; *4* — граниты розовые порфировидные

отчего оно в поперечном разрезе приобретает вид антиклинальной складки с падением крыльев, иногда достигающим 50° (см. фиг. 1).

Ядро озовой гряды покрыто горизонтальнослоистой толщей, в которой перемежаются слои песков гравелитов, галечников и валунно-галечных образований мощностью от 2 до 50 *см*. Общая мощность толщи до 20 *м* (фиг. 3). Прослеживая соотношения названных пород в разрезе, подмечаем, что в северо-западном конце карьера преобладают валунно-галечные слои, в средней части слои перечисленных пород находятся примерно в равных отношениях, а в его юго-восточном конце преобладают пески и гравий, а галечники имеют подчиненное значение.

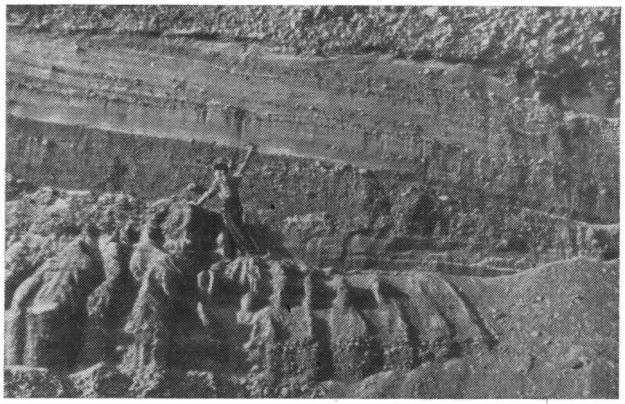


Фиг. 2. Валунно-галечные образования внутреннего ядра озовой гряды у ст. Кузнечная

Вид поперечной вертикальной стенки. В верхнем левом углу видна песчано-гравийная прослойка мощностью до 15 *см*. Масштабная линейка — 80 *см*

Пески песчаных слоев рассматриваемой толщи недостаточно отсортированы, обычно разнозернистые и гравелистые, по составу аркозовые. Для них часто характерна горизонтальная тонкослойчатая текстура, обусловленная чередованием слойков светлой и серой окраски мощностью от 1 до 5 *мм*; в составе одних преобладает кварц, в других кварц и полевой шпат находятся примерно в равных количествах. В песчаных слоях часто содержатся равномерно-беспорядочно рассеянные гальки и валуны, отчего такие слои местами приобретают пудинговую текстуру. Нередко гальки в песках расположены в ряд, подчеркивая этим горизонтальнослоистое строение толщи (см. фиг. 3).

Слои галечников имеют полимиктовый состав, их фрагменты всегда хорошо окатаны. Они состоят из галек размером от 1 до 10 *см*, которые составляют 75—85% объема породы, а 15—25% приходится на песчано-гравелистый заполнитель. Наблюдаются слои галечников, в основании которых валуны размером от 10 до 30 *см* составляют до 20%. Отдельные слои мощностью около 0,5 *м* целиком состоят из округлых



Фиг. 3. Горизонтальнослоистая песчано-гравийно-галечная толща, полного наклонения к северо-востоку

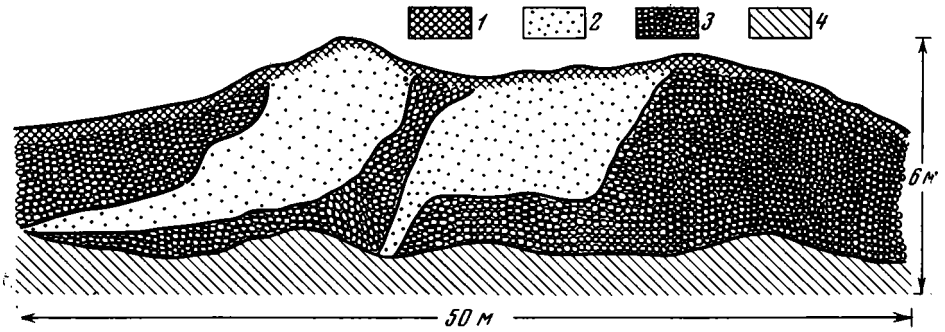
Фото вертикальной поперечной стенки в северо-восточной части карьера

валунов размером от 10 до 60 *см*. Во всех слоях песков, гравелитов и галечников ясно выражена ритмическая сортировка обломочного материала. Границы между слоями пород данной толщи всюду резкие, что свидетельствует о частой и резкой смене условий осадконакопления. Горизонтальнослоистая текстура толщи в целом, горизонтальнослойчатая текстура слоев песчаных пород и ритмическая сортировка обломочного материала в слоях указывают на то, что исследуемая толща отлагалась в водоеме озерного типа, в котором в связи с частым и резким изменением интенсивности таяния ледника изменялся и гранулометрический состав обломочного материала, приносимого талыми водами. Характерно, что в описываемой толще без какой-либо закономерности в плане и в вертикальном разрезе рассеяны огромные, до 5—6 *м* в поперечнике, угловатые глыбы, состоящие из местных пород: розовых порфировидных гранитов, серых гранитов, полосчатых мигматитов и др. Такие глыбы, залегающие в хорошо отсортированных слоях пород, отложенных в ледниковом озерном водоеме, могли быть принесены только айсбергами. Последнее в свою очередь указывает на значительную глубину озерного водоема (H. L. Fairchild, 1923).

В ряде стенок карьеров наблюдались контакты валунно-галечного ядра оза с горизонтальнослоистой толщей. К контактах очень ясно видно, что горизонтальные границы слоев как бы упираются в наклонную поверхность или наклонные слои валунно-галечных образований, т. е. первые со вторыми в залегании имеют угловое несогласие. В песчаных слоях горизонтально залегающей толщи, у самого контакта с валунно-галечным ядром, наблюдается обогащение гальками, количество которых с удалением от контакта постепенно уменьшается, а на расстоянии 3—4 *м* они исчезают. Этот факт указывает на то, что при отложении первых второе подвергалось размыванию. Из приведенных соотношений следует, что отложение горизонтальнослоистой толщи происходило с некоторым перерывом во времени, после образования валунно-галечного ядра оза.

Горизонтальнослоистая толща в редких случаях имеет ненарушенное залегание: как правило, она полого изогнута, реже смята в складки с падением крыльев к юго-западу и северо-востоку под углом до 45°. Падение крыльев складок у контакта с валунно-галечным ядром в одних случаях параллельно его поверхности, а в других — направлено к склону ядра. Наклонно залегающие слои часто разбиты густой сетью ступенчатых сбросов амплитудой от 0,1 до 2—3 *м*.

Горизонтальнослоистая толща хорошо сохранилась и слагает северо-восточный склон озовой гряды. В юго-западном склоне она сохранилась частично, а большая ее часть уничтожена размывом и замещена отложениями русловых потоков. В поперечных стенках северо-западного конца карьера, вскрывающих юго-западный склон озовой гряды, наблюдалась серия древних русел, кулисообразно вложенных одно в другое, перемещавшихся в юго-западном направлении (фиг. 4). Комплекс русловых отложений, как это наблюдалось во многих местах, залегает на неровной размытой поверхности с наклонным или ненарушенным залеганием горизонтальнослоистой толщи пород. Отложения последующих русел на образованиях предыдущих залегают с ясно выраженными следами размыва. Исходя из формы тел в поперечном разрезе и литологического состава русловых отложений в данном месте, можно полагать, что русловые потоки имели ширину от 10 до 20 *м* и близкую к этим величинам глубину. Одна серия древних русел выполнена валунно-галечными, а другая — песчано-гравийными отложениями. Валунно-галечные образования древних русел имеют полимиктовый состав (фрагменты состоят из полосчатых мигматитов, гнейсов, серых гранитов, диоритов, метабазитов и др.), гальки и валуны хорошо окатаны — все имеют округлую и овальную форму, что свидетельствует о их переносе на значительные расстояния. В вертикальном разрезе подмечается изменение их гранулометрического состава: в основании они на 75% состоят из окатанных валунов размером от 10 до 80 *см* и на 25% — из галек и гравия, играющих роль заполнителя; в средней части разреза гальки и валуны находятся примерно в равных количествах, а в кровле развиты галечники с песчано-гравийным заполнителем. Наблюдается также обратная последовательность смены гранулометрического состава описываемых русловых образований. Песчано-гравийные отложения, выполняющие древ-



Фиг. 4. Отложения пяти древних русел, отодвигавшихся справа налево

Зарисовка по фото поперечной вертикальной стенки юго-восточной части карьера. *1* — элювиальная почва; *2* — пески гравелистые с гальками; *3* — валунно-галечные образования; *4* — осыпи

ние русла, плохо отсортированы и не имеют ясно выраженных слоистых текстур, они содержат до 20% хорошо окатанных галек и отдельных валунов размером до 20 *см*. В поперечных разрезах этих отложений выделяются линзовидные тела мощностью до 2 *м*, шириной до 5 *м*, сложенные гравелистыми песками. В продольных и поперечных разрезах песчано-гравелистые линзы имеют разные, но характерные слоистые

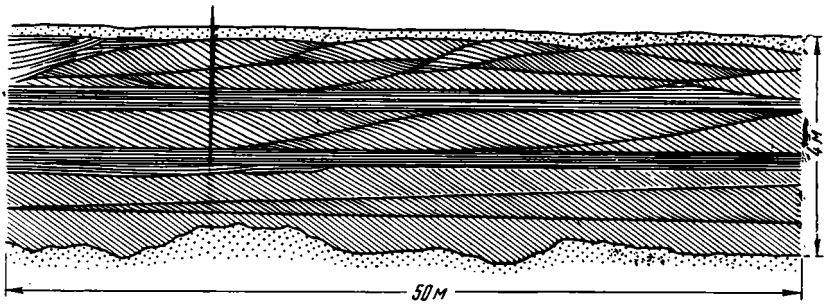
текстуры руслового типа. В северо-западном конце карьера выработки велись уступами на двух уровнях общей глубиной до 30 *м*. Здесь в вертикальном разрезе можно было выделить два горизонта с сериями кулисообразно вложенных остатков древних русел; на самом деле их было, вероятно, больше.

В юго-восточном конце карьера, в 800 *м* от его северо-западного конца, по юго-западному склону озовой гряды на продолжении описанных отложений древних русел на глубину до 15 *м* вскрыты разнозернистые и гравелистые пески с прослойками галечников. Здесь, в продольной стенке карьера (ориентированной с северо-запада на юго-восток) протяжением до 100 *м* прослеживается такой разрез (сверху):

1. Пески разнозернистые; слоистые текстуры в них замаскированы выветриванием . . . . . 3 *м*
2. Пески буровато-серые гравелистые, слагают четыре косослойчатые серии мощностью от 20 до 40 *см*. . . . . 1,2 *м*
3. Пески буровато-серые гравелистые тонко-горизонтальнослойчатые . . 1 *м*
4. Пески гравелистые буровато-серые, слагающие три косослойчатые серии, каждая мощностью от 20 до 30 *см* . . . . . 0,70 *м*
5. Пески гравелистые буровато-серые тонко-горизонтальнослойчатые . . 1,0 *м*
6. Пески гравелистые буровато-серые слагают три косослойчатые серии мощностью 90, 10 и 50 *см* . . . . . 1,5 *м*

Ниже из-под осыпей видны пески гравелистые серые тонко-горизонтальнослойчатые. Осыпями до дна закрыто 1,6 *м*.

В приведенном разрезе косослойчатые серии имеют мощность от 10 до 90 *см*, падение их косых слойков всегда юго-восточное, азимут 140—150°, угол 20—25—30°. Косая слойчатость обусловлена окраской, гранулометрическим и минеральным составом. Выделяются светлые слойки мощностью 2—5 *мм*, сложенные среднезернистым кварцевым песком, и буровато-серые слойки гравелистых песков, состоящих из кварца и полевого шпата такой же мощности. Местами в косых слойках содержатся гальки кварца и кристаллических пород размером до 3 *см*, иногда расположенные рядами. Наклонные слойки прямые и параллельные, а в косослойчатых сериях мощностью 50—90 *см* они кверху и книзу выполаживаются и переходят в горизонтальное положение. В маломощных



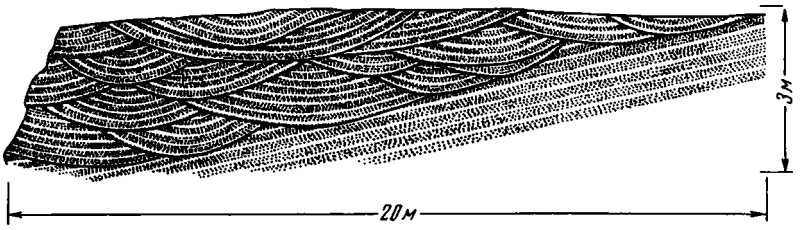
Фиг. 5. Косая слоистость руслового типа в гравелистых песках

Зарисовка по фото продольной вертикальной стенки юго-восточной части карьера. Падение косых слойков на юго-восток 140—150°. Сверху пески, потерявшие слоистые текстуры под влиянием выветривания, снизу (точки) — осыпи

сериях косые слойки кверху не выполаживаются, а срезаются и несогласно перекрываются лежащими выше сериями. В продольном разрезе большого протяжения устанавливается, что косослойчатые серии по простиранию имеют форму линзовидных тел длиной от 10 до 50 *м* и более, имеющих в слое кулисообразное расположение (фиг. 5). Морфологический характер косослойчатых серий и текстур позволяет отнести их к русловому типу, а толщу гравелистых песков считать отложениями русловых потоков. Такой вывод согласуется и подтверждается тем фактом,

что эти отложения залегают на продолжении гравийных и валунно-галечных русловых образований северо-западной части карьера и связаны с ними переходами.

В стенках карьера, ориентированных на северо-восток (азимут 70°), т. е. поперек озовой гряды, видно, что слои, состоящие из косослойчатых серий, в перпендикулярных сечениях имеют крупную мульдообразную перекрестную слойчатость. В одном из таких разрезов в основании гра-



Фиг. 6. Крупная мульдообразная перекрестная слоистость в гравелистых песках, подстилаемых горизонтальнослоистой песчано-гравийно-галечной толщей, наклоненной к юго-западу

Зарисовка по фото поперечной вертикальной стенки юго-восточной части карьера

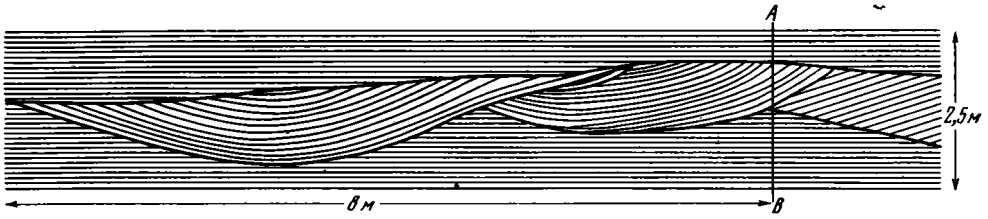
велистых песков наблюдался слой мощностью до 3 *м*, сложенный группой мульдообразных тонкослойчатых, срезающих друг друга, серий. Последние залегают на размытой поверхности песчано-гравелистой с прослойками галечников толще, наклоненной параллельно поверхности склона валунно-галечного ядра озовой гряды (фиг. 6). Длина мульдообразных серий, симметричных и несимметричных, от 1 до 8—10 *м*, мощность от 10 до 40 *см* и более. Они сложены параллельными и утоняющимися к бортам слойками шириной от 2 до 5 *мм*. Тонкослойчатая текстура обладает теми же признаками, которые приведены выше при описании косослойчатых текстур. В осевой части мульдообразных серий нередко наблюдается обогащение гравием и гальками; к бортам их становится меньше и, наконец, они исчезают. Серийные швы резкие; это — следствие размыва предыдущих серий при формировании последующих. Слои с мульдообразной слойчатостью перекрываются слоями тонко горизонтальнослойчатых гравелистых песков мощностью от 0,10 до 2 *м*.

О том, что мульдообразная перекрестная слоистость характерна для поперечных разрезов косой слоистости руслового типа, прямых указаний в литературе нами встречено не было. Однако Л. Н. Ботвинкина (1962) при описании особенностей слоистости флювиогляциальных отложений карьера в 1 *км* к северу от ст. Суходрев отмечает: « В нижней части разреза видны две серии крупной косой слоистости мощностью до 50—60 *см*. Слоистость слабосрезанная, прямолинейная, определяется по небольшому изменению гранулометрического состава слойков... В верхней части серий материал грубеет и появляется мелкая перекрестная волнистая мульдообразная слоистость, как-то неуловимо переходящая вниз в косую (Ботвинкина, 1962, фиг. 171, 172, стр. 300—302)». При описании слоистости русловых отложений в их поперечных разрезах Л. Н. Ботвинкина (1962, стр. 249) отмечает наличие мульдообразных косоволнистых форм, но здесь же и в других местах она разъясняет, что для таких разрезов обычной является параллельная слоистость.

Автору статьи при систематическом наблюдении за выработками удалось исследовать отвесную стенку карьера, в которой в связи с ее изгибом большого радиуса был одновременно виден поперечный и продольный разрезы русловых отложений и постепенный переход от первого во второй. При этом ясно было видно, как крупная мульдообразная перекрестная слоистость поперечного разреза сменялась косой прямолинейной параллельной слоистостью продольного разреза (фиг. 7). Падение

косых слойков юго-восточнее, 150°, угол 25°, мощность серий в поперечном и продольном разрезах 75 *см*.

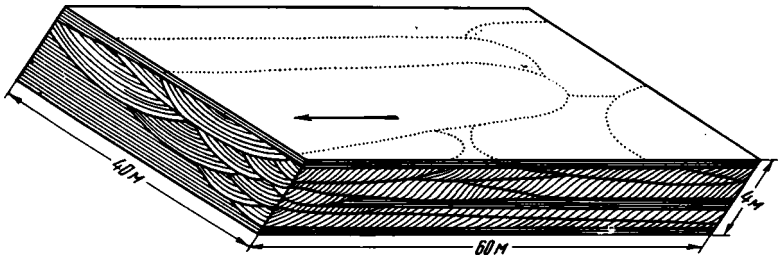
Для получения дополнительных данных о характере слоистых текстур гравелистых песков, отложенных флювиогляциальными потоками руслового типа, в 1964 г. были проведены исследования в карьере у пос. Лукаши Гатчинского р-на. Здесь, юго-западнее гряды конечной морены, раскинулась слабохолмистая равнина, сложенная песчано-гравийными



Фиг. 7. Слева, в поперечном разрезе,— крупная мульдообразная перекрестная слоистость, правее вертикальной линии АВ сменяющаяся косой прямолинейно-параллельной слоистостью, в продольном разрезе

Зарисовка по фото вертикальной изогнутой стенки в юго-восточной части карьера

флювиогляциальными отложениями. В вертикальных стенках карьера, пересекающихся под прямым углом, наблюдались слоистые текстуры гравелистых песков. В разрезе юго-западного направления выделяются две или три серии косой слоистости мощностью от 20 до 50 *см*, разделенные пачками тонко-горизонтальнослоистых таких же песков мощностью от 1 до 2 *м*. Косая слоистость прямая параллельная имеет падение к юго-западу (азимут 210—230°, угол 20—25°). В нижней части косых слойков местами наблюдается обогащение их крупным гравием и мелкими гальками, количество которых в направлении падения уменьшается, а



Фиг. 8. Блок-диаграмма, изображающая в пространстве форму серийных тел гравелистых песков, отложенных потоками руслового типа, и характер их слоистых текстур в продольном (справа) и поперечном (впереди) сечениях; на верхней плоскости точечные линии оконтуривают форму серийных тел в плане

затем они исчезают. В разрезах юго-восточного направления, перпендикулярных к предыдущим, вместо косослоистых серий наблюдаем крупную мульдообразную перекрестную слоистость. Мульдообразные серии линзовидной формы, длиной до 3 *м*, мощностью от 20 до 50 *см*; они налегают одна на другую кулисообразно, со следами размыва, от чего серийные швы выражены резко.

Как видим, результаты наблюдений за слоистыми текстурами двух взаимноперпендикулярных сечений в сходных отложениях руслового типа в двух удаленных местах оказались совершенно аналогичными.

Обобщая многочисленные наблюдения и измерения продольных и поперечных разрезов в карьерах ст. Кузнечная и пос. Лукаши, приходим

к выводу, что серии русловых отложений гравелистых песков в трех измерениях имеют форму плоскоовальных линзовидных тел длиной от 10 до 50 *м* и более, шириной от 1 до 10 *м* и мощностью от 0,1 до 1,0 *м*. Длинные оси линзовидных тел ориентированы в направлении течения русловых потоков. Для их разрезов по длинной оси характерна косая прямолинейная параллельная слойчатость, а в перпендикулярных наблюдается одна мульдообразнослоистая серия. Такие тела, залегая кулисообразно одно на другом с размывом и несогласием их внутренних тонкослойчатых текстур, образуют многосерийные слои мощностью до 2—3 *м*, разделенные слоями горизонтальнослойчатых гравелистых песков (фиг. 8).

Процессам формирования косой слоистости потоками руслового типа уже давно найдены объяснения, тогда как для понимания причин образования мульдообразной слоистости описываемого типа требуются дополнительные исследования и наблюдения. Пока можно только предполагать, что образование каждой мульдообразной серии является следствием заполнения русловой ложбины в условиях медленного повышения базиса эрозии или, что заполнение связано с постепенным уменьшением расхода русловых потоков. Второе предположение для исследуемых флювиогляциальных отложений имеет больше оснований.

На русловых образованиях озовой гряды у ст. Кузнечная, а также на горизонтальнослоистой толще песков, гравелитов и галечников в ее юго-западном склоне залегает толща песков с прослойками алевритов общей видимой мощностью до 10—12 *м*. Плоскость ее контакта с подстилающими образованиями полого наклонена к юго-западу и несет ясные следы размыва. Толща состоит из слоев мелко- и среднезернистых песков, разделенных прослойками алевритов. Слои песков имеют мощность от 0,5 до 2 *м*, а прослойки алевритов — от 2 до 10 *см*, для тех и других характерна тонкогоризонтальнослойчатая текстура, часто ленточного типа, что свидетельствует о их озерном происхождении. В толще наблюдаются дислокации в виде ступенчатых микросбросов и складок шириной от 5 до 15 *м*, с падением крыльев к северо-востоку и юго-западу под углом до 45°.

К подножию озовой гряды с юго-запада и северо-востока прилегают плоскодонные впадины. В них развиты ленточные глины с прослойками мелкозернистых ленточных песков общей мощностью до 10 *м*. Ленточные глины залегают на неровной, но сглаженной ледником поверхности розовых порфировидных гранитов. У юго-западного подножия гряды они перекрывают толщу песков и алевритов, а у северо-восточного — горизонтальнослоистую толщу песков, гравелитов и галечников (см. фиг. 1).

* * *

Изложенные сведения о морфологии, строении и литологии обломочных пород, слагающих озовую гряду у ст. Кузнечная, позволяют утверждать, что гряда имеет сложное строение, вызванное неоднократным изменением условий ее образования. Однако, несмотря на это, у нее много важных черт, которые Р. Ф. Флинт (Flint, 1928) и С. Я. Яковлев (1954) принимают за характерные признаки озов (eskers).

1. В самом начале образование нашей озовой гряды происходило в подледниковом туннеле (или в узкой и глубокой ледниковой щели), ориентированной с северо-запада на юго-восток, недалеко от края тающего ледника. В ледниковом туннеле талые воды, вероятно, в связи с высоким гидростатическим напором имели большую скорость. В этих гидродинамических условиях происходило образование внутренней оси озовой гряды, состоящей из хорошо промытых и окатанных валунов и галечников с линзовидными песчано-гравийными прослойками, указывающими на пульсацию скорости водного потока. После образования валунно-галечной оси ледяной грот обрушился, а его боковые стенки отступили в сто-

роны. При этом в краевых частях и на склонах валунно-галечного ядра произошли просадки и оползания, вызвавшие изгиб слоистой текстуры в антиклиналеподобную складку (см. фиг. 1).

2. На месте растаявшего тоннеля образовался узкий водоем озерного типа, впадина которого была вытянута в том же юго-восточном направлении. В зависимости от интенсивности таяния ледника в водоем с крутыми ледяными берегами впадали то бурные, то слабые потоки, приносившие отсортированные пески, гравий, галечники и даже валуны, из которых сформировалась горизонтальнослоистая толща (см. фиг. 3). Вследствие подтаивания высокие и обрывистые ледяные берега обрушивались и давали айсберги, которые разносили во все части водоема вмерзшие в них огромные угловатые глыбы местных кристаллических пород, рассеянных беспорядочно в горизонтальнослоистой толще. После таяния крутых ледяных берегов водоема и погребенных льдов произошли оползания склонов и просадки; с ними и следует связывать образование сбросов и пологое изгибание горизонтальнослоистой толщи (Fairchild, 1923).

3. Исчезнувший ледниковый озеровидный водоем оставил после себя выраженную в рельефе гряду юго-восточного простирания, которая вместе с выступами коренных пород стала оказывать влияние на распределение и направление флювиогляциальных потоков. Так, сразу после этого талые воды устремились вдоль края ледника и юго-западного склона гряды. Следами потоков флювиогляциальных вод того времени являются песчано-гравийные и валунно-галечные русловые отложения, зафиксированные в северо-западном конце карьера на юго-западном склоне гряды (см. фиг. 4). В юго-восточном конце карьера русловые отложения выражены песчано-гравийными отложениями с характерной крупной косой слойчатостью руслового типа в разрезах юго-восточного направления (см. фиг. 5) и крупной мульдообразной перекрестной слойчатостью в разрезах, перпендикулярно направленных к предыдущим (см. фиг. 6).

4. Затем сток талых вод по каким-то причинам был подпружен и у юго-западного склона образовалось ледниковое озеро, в котором отложилась толща песков, содержащая прослойки алевритов, с тонкой горизонтальной слойчатостью ленточного типа.

5. Сразу после отступания ледникового покрова из пределов Карельского перешейка гряда вместе с холмами и грядами из коренных кристаллических пород стала островом среди сложной системы озер, в которых отлагались типичные ленточные глины с прослойками мелкозернистых песков. Вероятно, в это время через гряду озера соединялись протоками. При спаде воды в озера на месте одной из таких проток образовался безымянный ручей, впадающий теперь в озеро Лахденселькя.

ЛИТЕРАТУРА

Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 59, 1962.

Яковлев С. А. Методическое руководство по изучению и теологической съемке четвертичных отложений. Общая часть, 1954.

Fairchild H. L. The Pinnacle hills or the Rochester Kame-moraine. Proc. Pochester Academi Sci., v. 6, 1923.

Flint R. F. Eskers and crevasse fillings. Amer. J. Sci., v. XV, N 89, May, 1928.

Ленинградский гидрометеорологический институт

Дата поступления 31.V.1965

ЛИТОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 4, 1967 г.

УДК 549.01(477.9)

ОБ ОСОБЕННОСТЯХ ТЕРРИГЕННОЙ МИНЕРАЛОГИИ ЧЕРНОМОРСКИХ ОСАДКОВ У ПОБЕРЕЖИЙ, СЛОЖЕННЫХ РИФОГЕННЫМ НЕОГЕНОМ

М. Г. БАРКОВСКАЯ

1. ВУЛКАНОГЕННЫЕ КОМПОНЕНТЫ В СОВРЕМЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ

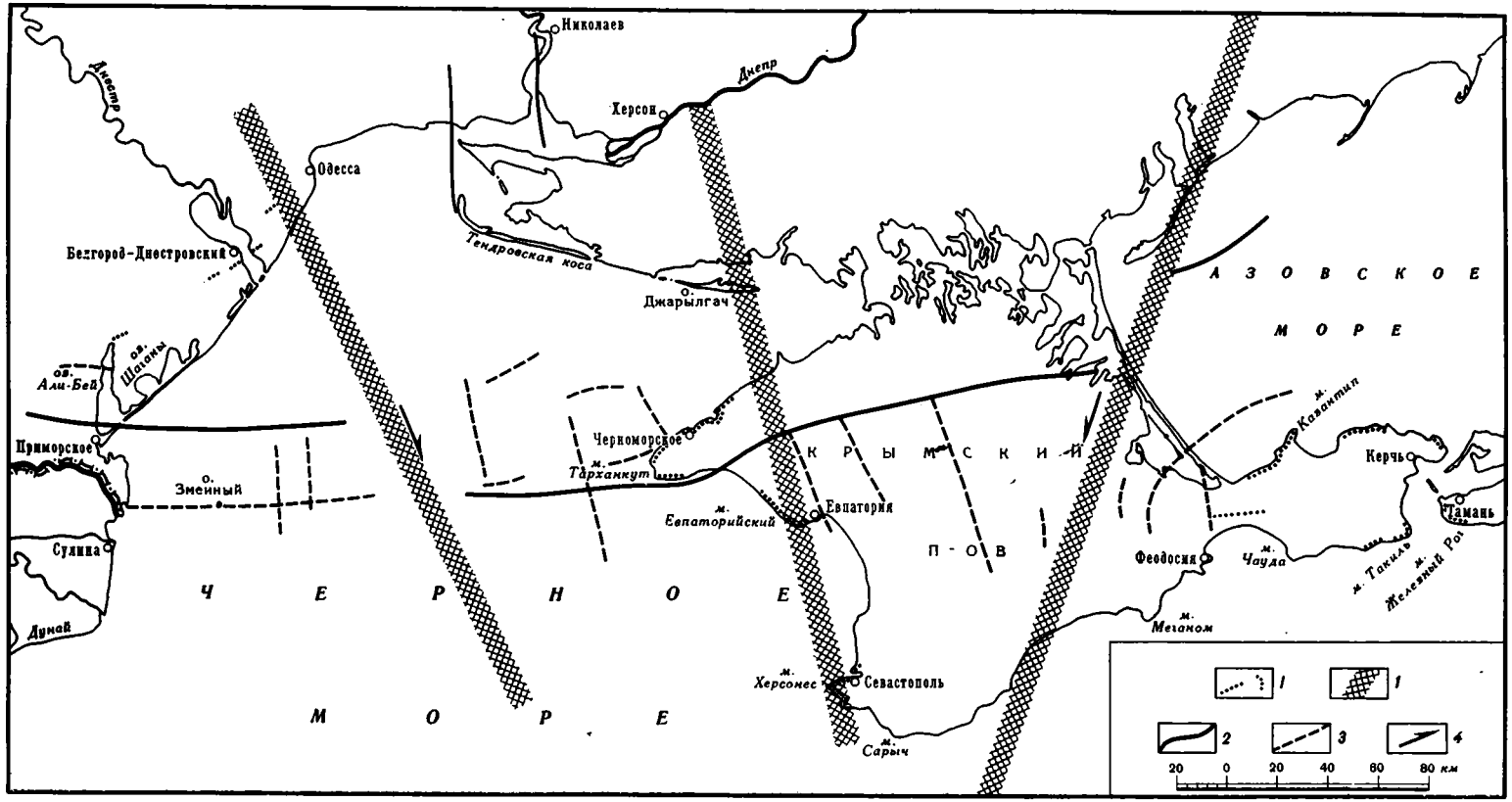
При изучении донных осадков шельфа Черного моря вдоль берегов Крыма и Кавказа[1] нами было обнаружено своеобразие петрографического и минералогического состава современных отложений шельфа в районах, прилегающих к берегам, сложенным в основном рифогенными, органогенными и оолитовыми известняками третичного возраста, а именно: на западном побережье Крыма (между городами Черноморском и Евпаторией), вдоль Гераклейского и Керченского п-овов и на Таманском побережье между мысами Тузла и Железный рог (фиг. 1).

Общими чертами для донных осадков этих районов является заметное содержание в песках и алевритовых илах обломков вулканических стекол и кремнистых пород. Последние, по-видимому, в значительной части являются тоже вулканическими стеклами, эффузивными породами, но раскристаллизованными и измененными. В большом количестве встречаются обломки органогенных фосфатизированных карбонатных пород, желваки, оолиты, сферолиты, стяжения и крустификационные корочки фосфатокальцитовой породы и фосфатов. В тяжелой фракции большой процент (до 50 и выше) составляют пироксены и эпидот. Первые представлены в основном авгитом, но нередко встречаются гиперстен, энстатит и диопсид. Наиболее значительные содержания пироксенов и эпидота наблюдаются во фракциях 0,1—0,25 и 0,25—0,5 *мм*. Эти минералы большей частью совершенно не окатаны, часто имеют зазубренные очертания и характеризуются необычной свежестью.

В песках и алевритовых илах для рудного комплекса характерно преобладание обломочного пирита. Повышенные содержания имеет титаномагнетит, часто хорошо ограненный, иногда в виде шариков.

Среди галек приурезовой полосы, представленных преимущественно органогенными и оолитовыми известняками, были обнаружены гальки эффузивных пород: андезитов, андезито-базальтов, базальтов и туфолав очень свежего молодого облика (и по внешнему виду и в шлифах). Здесь же были встречены нами различно окатанные обломки очень твердых темно-серых и почти черных пород, напоминающих игнимбриты, гиалобазальты и туфолавы. Повсюду они имеют одинаковый состав и структу-

[1] Работы по изучению донных осадков шельфа и приурезовой полосы вдоль берегов Крыма были выполнены нами в 1947—1948 гг. Изучение береговых обрывов этих районов удалось провести значительно позже, в 1960 г. по Гераклейскому и Тарханкутскому п-овам и в 1963—1965 гг. по Керченскому п-ову. Изучение осадков шельфа вдоль берегов Кавказа выполнялось в 1950 г.



Фиг. 1. Схема распределения отложений неогена с проявлениями вулканизма в пределах северного побережья Черного моря

I — отложения неогена с проявлениями вулканизма; *II* — глубинные разломы (согласно тектонической схеме в статье А. В. Чекунова, И. А. Гаркаленко, Г. Е. Харечко, 1955). *1* — докембрийские глубинные разломы; *2* — региональный разлом, ограничивающий с юга Причерноморскую впадину; *3* — крупные разломы (по гравитационным и сейсмическим данным); *4* — направление смещения блоков земной коры

ры. Преобладающая округлая форма пустот и в ряде случаев одни и те же своеобразные структуры необычны и напоминают искусственные образования. Для гальки с такой необычной структурой был выполнен химический анализ (ГИН, аналитик — Г. И. Карасева). Состав гальки следующий (%):

Образец	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	MnO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	CO_2	C	P_2O_5	Сумма
№ 4	56,87	1,03	20,22	1,20	5,30	9,20	1,49	0,11	0,87	3,26	Нет	0,02	0,70	Нет	0,15	100,36

Эта порода близка к андезито-базальтам.

Вдоль Тарханкутского п-ова, между мысом Тарханкут и с. Окуневка, нами в 1948 г. были обнаружены гальки и валуны различной окатанности размером до 0,5—0,7 *м* и неокатанные глыбы, до 1,5 *м* в поперечнике, очень твердых серых, серо-зеленых и черных пород, куски пемзы и шлака серо-зеленого цвета. В плотных разностях наблюдаются мелкие пустоты, напоминающие миндалины, выполненные одним и тем же мягким, светлым (белым, желтоватым) веществом, с показателем преломления 1,6. Иногда в обломках наблюдаются желтовато-зеленые плотные корки (до 1—2 *см*) с неровной, как бы растрескавшейся поверхностью (образования типа «хлебной корки»). Они имеют тот же петрографический состав, что и основная часть породы. Нередко в глыбах заметны переходы от очень плотных разностей до шлаковых мелко- и крупнопористых корок с небольшими наплывами и мелкими выделениями блестящего, черного и коричнево-зеленого и зеленого стекла. Встречены валуны того же состава, шарообразной формы, до 0,5—0,7 *м* в поперечнике, напоминающие вулканические бомбы, с плотной, более темной (темно-зеленой, почти черной) внутренней частью, иногда с мелкими миндалинами; внешние 2—5 *см* имеют желто-зеленый цвет. Поверхность таких валунов неровная, как бы растрескавшаяся, разбитая на бугорки различных размеров (большей частью 0,5—1 *см*). Количество глыб, валунов и мелких обломков этих пород резко увеличивается во время сильных штормов. Наибольшее количество обломков и глыб таких пород сосредоточено на участке между селами Морское и Марьино. На всем протяжении указанного побережья эти породы имеют одинаковый внешний облик, а под микроскопом обнаруживают один и тот же состав и весьма своеобразные радиальнолучистую («звездчатую») и дендритообразную структуры (одни и те же в серо-зеленых и черных обломках). При расколе породы издают сильный запах битума, а пористые разности нередко содержат жидкий битум.

В связи с тем, что охарактеризованные породы имеют некоторое сходство с искусственными образованиями, а в указанном районе нет соответствующих заводов и плавильных печей, было обращено внимание на археологические раскопки Крыма и Северо-Западного Причерноморья (на шлаки керамического, стекольного и литейного производства, мозаику, терки, на ввезенный строительный материал и балласт), но аналогичных пород пока обнаружено не было. По мнению археологов, работающих в районах Причерноморья (О. Д. Дашевская, А. Н. Карасев, В. В. Лапин, и др.), породы, обнаруженные нами, не имеют отношения к археологическим раскопкам. Большие неокатанные угловатые глыбы не могли служить балластом, так как не имея никакой ценности, они представляли бы (из-за острых краев и большой твердости) определенную опасность для кораблей того времени.

Что касается темной гальки, встречающейся на пляже, в районах археологических раскопок, то следует отметить упоминание Ж. И. Кусто (1966), что при проведении работ на затонувшем древнем корабле («амфоровозе») в районе Гранконглуэ (Средиземное море) рукав извлек на поверхность множество гладких вулканических камешков черного цвета, величиной с горошину. Такие же «вулканические камешки» были замечены Ж. И. Кусто при посещении археологических раскопок

на о. Далос. Нами в археологических раскопках Причерноморья аналогичные камешки пока не обнаружены, но возможность их привоза в греческие колонии в качестве балласта, для мозаичных работ, не исключена.

Из современных искусственных материалов нами были просмотрены шлаки наиболее близко расположенных заводов: Керченского металлургического завода им. Войкова и стекольного завода г. Николаева. Оказалось, что эти шлаки не имеют сходства с рассматриваемыми породами глыб, валунов и гальки приурезовой полосы ни по составу, ни по структурам. Для просмотренных заводских шлаков как металлургических, так и стекольных, характерна неоднородность состава и наличие в ряде участков исходных материалов (песка, известняка, шариков свинца и др.), часто совершенно неизмененных. Наоборот, для рассматриваемых глыб, валунов и более мелкого обломочного материала приурезовой полосы характерно однообразие состава и структур. Один и тот же состав стекла и минералов наблюдается в различных по плотности (плотных, пористых) и по цвету разностях. Постоянство состава подтверждается и химическими анализами. Для черной пузырчатой разности (обр. 1), плотной темной зелено-серой породы с мелкими миндалинами (обр. 2) и для зеленой плотной корки (обр. 3) были выполнены химические анализы (ГИН, аналитик — Г. И. Карасева). Результаты их следующие (%):

№ образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	MnO	N_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	CO_2	C	P_2O_5	Сумма
1	61,60	0,79	9,71	0,60	2,76	16,97	1,73	0,08	1,39	3,76	Нет	Нет	0,14	Нет	0,27	99,80
2	64,83	0,93	10,84	0,19	3,68	13,23	1,81	0,08	1,76	2,11	»	»	Нет	»	0,10	99,56
3	61,90	0,93	10,23	2,95	1,12	16,47	1,68	0,08	1,19	2,52	0,18	0,02	0,46	»	0,15	99,88

Оказалось, что по химическому составу они однотипны, близки к андезитовым или андезито-дацитовым лавам. Во всех образцах обнаружены повышенные содержания CaO,— по-видимому, за счет пироксенов кальциевого ряда (?) и волластонита (?).

Вдоль западного побережья Крыма во всех осадках шельфа (от неравнозернистых песков до тонких пелитовых илов), в тяжелой фракции нами в 1948 г. обнаружены высокие содержания (до 40, а иногда до 95%) самородного цинка в виде стружек и неправильных зерен, а в пелитовых илах — в виде чешуек и шариков. Наиболее значительные его содержания наблюдались у мыса Херсонес, к северу от Евпатории и у Тарханкутского п-ова, в районах, прилегающих к крупным глубинным разломам. По нормали к берегу самые высокие содержания цинка приурочены к зонам размыва шельфа на глубинах до 25—35 *м* (Барковская, 1950).

Редкость самородного цинка заставляла быть осторожными в отношении его определения[2] и происхождения. Однако наличие самородного цинка во всех типах осадков шельфа вдоль всего западного Крыма и отсутствие его в осадках шельфа на остальном побережье Крыма (в частности, на участках таких больших портов, как Ялта, Феодосия), приуроченность повышенных содержаний к зонам размыва шельфа в районах, близких к глубинным разломам, заставляли искать подтверждения его естественного происхождения.

Вместе с цинком в ряде образцов в единичных знаках встречены галенит, сфалерит, пирротин, халькопирит, антимонит, киноварь, самородное золото, серебро, свинец и медь. Довольно часто встречается барит, большей частью в виде сферолитов, стяжений, оолитов и обломков крустификационных корочек и иногда цеолиты.

---

[2] Несколько фракций (в 1954 г.) было передано на определение в лабораторию ВИМС. В них минералогически тоже был определен цинк и подтвержден рентгеноструктурными анализами. Химический анализ, выполненный И. М. Волковым (ИОАН), и микрореакции также подтвердили наличие самородного цинка.

В песках преурезовой полосы Тарханкутского п-ова были обнаружены единичные зерна пиропа и одно зерно алмаза[3].

Особенности петрографо-минералогического состава современных осадков шельфа рассматриваемых районов можно было бы объяснить размывом и переотложением вулканогенного материала, причем не принесенного издалека, а *поступающего непосредственно из прилегающих районов питания* за счет разрушения береговых обрывов и размыва шельфа. Но это предположение находится в явном несоответствии с литологическим составом областей питания, сложенных осадочными породами третичного возраста, преимущественно органогенными и оолитовыми известняками.

2. О ПРИЗНАКАХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ В ТРЕТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ КРЫМА И СЕВЕРНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ЧЕРНОГО МОРЯ

Третичные отложения Крыма и Таманского п-ова уже более столетия изучались многими исследователями. Им посвящены детальные работы Г. В. Абиха (Abich, 1863—1864, 1865), Н. И. Андрусова (1963), Н. С. Моисеева (1932), Н. И. Гладцина и Н. Н. Дзенс-Литовской (1938), А. И. Дзенс-Литовского (1938), М. В. Муратова (1960), В. Ф. Малаховского и др. (1956). Берега западного Крыма, Керченского и Таманского п-овов и прибрежная зона моря детально исследовались В. П. Зенковичем (1937, 1947, 1948, 1955, 1960) и А. В. Живаго (1950), В. В. Шарковым, Л. В. Кошечкиным (1950) и Е. Н. Невесским (1960, 1964).

Однако ни в одной из работ нет указаний на присутствие в этих отложениях вулканогенного материала.

В работах по изверженным породам Крыма тоже нет упоминаний о каких-либо признаках вулканизма в третичное время. Последние проявления его констатируются в меловом периоде (Лебединский, Макаров, 1962; Лебединский, 1963; Лебединский и Шалимов, 1966).

С. В. Альбовым (1958) и С. А. Ковалевским (1959) были высказаны предположения о проявлениях молодого вулканизма в Крыму, базирующиеся в основном на ряде косвенных соображений гидрологического, геохимического и тектонического характера. В работах петрографов они не нашли поддержки. Особенно резко критикуются представления С. А. Ковалевского (Лебединский и др., 1964).

Таким образом, располагая по питающим провинциям только литературными данными, своеобразие минералогических ассоциаций донных осадков шельфа рассматриваемых районов и связь их с размывом вулканогенного материала нельзя было объяснить.

Изучением береговых обрывов этих районов нам удалось заняться только в самые последние годы. В 1960 г. был собран материал на Гераклейском (между мысом Феолент и г. Севастополем) и Тарханкутском п-овах. В естественных обнажениях, в третичных известняках были обнаружены мелкие темно-серые и черные включения, аналогичные наблюдавшимся нами (в 1947—1948 гг.) в гальке известняков приурезовой полосы (фиг. 2). Такие же темные, но крупные включения (до 3—6 *см* в поперечнике) неправильной формы, неокатанные, с ноздреватой шлаковидной поверхностью и тонкие прослои этого же темного материала (фиг. 3) были найдены нами в известняках береговых обрывов (и выемках) Голубой и Херсонесской бухт и на Херсонесском мысу. В приурезовой полосе здесь же наблюдались скопления темно-серой и коричневато-серой, большей частью плохо окатанной гальки, представленной, как указывалось, основными и средними эффузивными породами очень

[3] Зерна пиропа и единичные знаки алмаза были обнаружены нами в 1948 г. также в ряде участков северо-западного побережья Черного моря (в песках приурезовой полосы, в отложениях Бугского лимана, в илах р. Днестра вблизи впадения ее в лиман, в песках Днестровского лимана и дельты Дуная).

молодого облика, резко отличающимися составом и структурой от юрских пород мыса Феолент и упоминавшиеся выше обломки черных пород, напоминающие игнимбриты, туфолавы и гиалобазальты.

Изучение темных включений из известняков в шлифах и иммерсионных препаратах показало, что они, как будто, являются участками той же карбонатной породы, а именно с трудом различными радиальнолучистыми образованиями, желваками, включениями внутри оолитов. Нередко, особенно в органогенных разностях известняков, темные участки имеют разнообразную, большей частью неправильную форму и нередко сохраняют следы радиальнолучистой структуры. От вмещающей породы эти участки резко отличаются темной зеленовато- и оранжево-коричневой, иногда почти черной окраской и более заметными следами первоначальной радиальнолучистой структуры. Для определения природы темной окраски этих образований были выполнены химические анализы образцов, взятых из светлой части известняков и из темных, почти черных включений. Результаты анализа следующие (%) [4]:

№ образца	Fe_2O_3	MnO	P_2O_5	TiO_2
305 б	0,51	0,017	0,07	0,025
305 ч	0,38	0,017	0,05	0,016
326 б	4,57	0,011	0,05	0,041
326 ч	0,38	Следы	0,08	0,041
333 б	0,57	0,058		0,023
333 ч	0,57	0,017		0,010

Примечание: «б» — светлые вмещающие известняки, «ч» — темные и черные включения в известняках.

Основываясь на химических анализах, удалось установить, что окраска темных участков не связана с растворами Fe, Mn, Ti, P, содержания которых близки к кларковым, причем в темных включениях они более низкие, чем во вмещающих известняках.

Фиг. 2. Темные включения в гальке неогеновых известняков

Определялось содержание битумов в известняках. Оно нередко более высокое во вмещающей части, чем в темных включениях.

В шлифах и иммерсионных препаратах из нерастворимых остатков темных включений (после обработки их крепкой HCl) было обнаружено, что они состоят: 1) из прозрачного, бесцветного, желтоватого и зеленоватого пемзового вулканического стекла с n, близким 1,450; 2) из час-

[4] Аналитик — С. Н. Егорова (ИОАН).

тично раскристаллизованного стекла с n 1,552; 3) из остроугольных частиц бесцветного, зеленоватого, буроватого и оранжевого стекла с n 1,510—1,540; 4) из буроватых и зеленоватых образований с n близким 1,510, возможно являющихся измененными каолинизированными остатками обломков эффузивных пород. В разных районах соотношение перечисленных компонентов изменяется. Иногда стекло переполнено почти бесцветными светлыми желтовато-зелеными зернами, высокопреломляющего ($n>1,78$), редкоземельного минерала. В некоторых зернах заметна дисперсия оптических осей. Форма зерен большей частью эллипсоидальная, округлая, октаэдрическая, сохранность хорошая. В стеклах довольно много пустот округлой, реже неправильной формы, большей частью от 0,05 до 0,2 *мм*. Часть их имеют восьмигранные очертания, соответствующие форме отмеченных минералов.

Фиг. 3. Темные включения в неогеновых известняках Крыма

Кроме того, в нерастворимом остатке нередко остаются кусочки карбонатной породы. Среди них различаются: 1) окрашенные розовато- и зеленовато-коричневые участки, с отчетливо выраженными следами радиальнолучистой структуры, иногда с остатками радиальнолучистого барита (?), целестина (?), цеолитов (?) и 2) участки, сложенные более крупнозернистым бесцветным или слабо-зеленоватым карбонатом. В последнем нередко наблюдается значительное количество зерен высокопреломляющего редкоземельного минерала. Карбонаты, сохранившиеся после растворения, по своим оптическим свойствам (высокому показателю преломления, ниже обычного двупреломления), возможно, могут быть отнесены к родохрозиту (?). Радиальнолучистая и сферолитовая структуры, особенно отчетливо наблюдающиеся в окрашенной коричневой разности карбонатной породы, вероятно являются реликтами радиальнолучистой структуры ранее образованных минералов (цеолиты?, пренит?, волластонит?, барит?, целестин?), позднее замещенных карбонатами. Иногда в шлифах наблюдаются сохранившиеся небольшие участки этих минералов.

Иногда в нерастворимом остатке встречаются обломки измененных эффузивных пород с едва различимыми очертаниями лейст и вкрапленников, а также с игольчатыми и призматическими включениями пироксена, неокатанные свежие зерна пироксенов, оливина, шарики магнетита, иоцита (?), единичные знаки самородной меди и золота.

Только очень небольшая часть твердых черных пузырчатых включений из известняков оказалась вулканитами, не замаскированными карбонатным материалом. В шлифах, изготовленных из них (не из нерастворимых остатков, а непосредственно из породы) были определены эффузивные породы типа андезито-базальтовых и базальтовых стекол и игнимбритов (?).

Темная галька эффузивных пород из приурезовой полосы, возможно, в значительной части состоит из вулканитов, вымытых при разрушении карбонатных пород береговых обрывов. Благодаря непрерывному волновому воздействию сохранялись и концентрировались гальки наиболее твердых, менее измененных, некальцитизированных включений вулканитов.

В известняках нередко присутствует анальцим. Большей частью он образует тонкие сероватые, коричневатые корочки и скопления прозрачных, бесцветных шариков и мелких кристаллов вокруг мшанок и водорослей, как бы обволакивая их и заполняя пустоты между ними.

В протолочках известняков нами обнаружены самородный цинк, той же формы, что и в современных осадках (в виде стружки, неправильных обломков, редко в виде шариков), пирит, халькопирит, и в единичных знаках самородное железо, серебро, золото, медь, свинец, антимонит, реальгар, киноварь, аурипигмент, шарики магнетита и иоцита (?), зерна оливина.

На Тарханкутском п-ове были обнаружены те же явления, но более широко распространенные и отчетливо выраженные (особенно между мысом Тарханкут и селом Морское). Карбонатные породы неогена здесь довольно часто переполнены мелкими, темными включениями. Наряду с ними встречаются крупные (до 5 *см* в поперечнике), темно-серые, коричневато-серые и черные включения, тождественные описанным выше на Гераклейском п-ове.

Более значительные масштабы здесь имеет фосфатизация карбонатных пород. Очень часто стяжения, оолиты, раковины и остатки организмов покрыты черными корочками соединениями марганца (?).

В рифовых известняках сармата и меотиса наблюдались многочисленные желваки серых, зелено-коричневых и черных кремнистых пород. Были встречены небольшие линзовидные прослои кремнистой светло-серой, зеленовато-коричневой и черной породы. Кремнистые образования большей частью приурочены к нижним, определенным горизонтам органогенных мшанковых и водорослевых сарматских известняков.

Зеленовато-коричневые и черные разности кремней нередко представлены стеклами с показателем преломления $n=1{,}570—1{,}60$, напоминающими обсидиан. В некоторых шлифах в них были обнаружены единичные раковины фораминифер, остракод и остатки известковых водорослей. Возраст фораминифер определен В. Г. Морозовой как неогеновый. В раскристаллизованных разностях кремней в шлифах иногда обнаруживаются реликты эффузивных пород.

К участкам органогенных известняков с кремнистыми выделениями в приурезовой полосе приурочены значительные скопления галек кремней и встречаются отмеченные выше гальки основных эффузивных и черных и серо-зеленых пород не установленного происхождения. Между мысом Тарханкут (Рыбзаводом) и бухтой Очертай наблюдаются скопления обломков (до 10 *см* в поперечнике) светло-серого и серо-зеленого, большей частью крупнопористого шлака, по внешнему виду сходного со шлаковыми участками описанных выше глыб приурезовой полосы, между селами Морское и Марьино.

Выше горизонта известняков с темными включениями и окремненными слоями наблюдается очень сильная перекристаллизация известняков (мраморизация). Карбонат в них крупнозернистый с необычной формой зерен и следами роста кристаллов. По-видимому, первоначально образовавшиеся породы подверглись не только температурному воздействию, но и метасоматозу. Такие перекристаллизованные, измененные карбонатные породы хорошо прослеживаются как на Гераклейском п-ове (особенно в береговых обрывах района Феолент — Голубая бухта), так и на Тарханкутском п-ове (наиболее отчетливо в береговых обрывах к югу от Рыбзавода и на северном его побережье в окрестностях г. Черноморска).

Явления температурного воздействия и метасоматоза, но выраженные более интенсивно, наблюдались нами в одновозрастных рифовых, мшанковых известняках северо-западного побережья Черного моря (в карьерах окончания Сухого лимана, на Днестровском лимане, в районе Шабо-Роксоляны, в окрестностях села Шаганы). На Днестровском

лимане с известняками связаны значительные рудопроявления. В протолочках известняков и в осадках пляжа и шельфа, из района Днестровской и Шаганинской банок и дельты Дуная было обнаружено много разнообразных рудных компонентов (встречены также стружки и шарики самородного цинка) и характерные пузырчатые железистые корочки, напоминающие окалину.

Выше описанного горизонта в ряде участков Гераклейского и Тарханкутского п-овов известняки верхнего сармата и меотиса содержат красноцветный материал. Эти красноцветные образования детально изучены и описаны А. И. Дзенс-Литовским (1938), И. Н. Гладцином и Н. Н. Дзенс-Литовской (1938). Они определяют их как terra rossa и образование связывают не с процессами седиментации, а с субаэральным выветриванием в третичное время. С точки зрения этой концепции, нам кажется, трудно объяснить и обосновать приуроченность красноцветного материала к определенным горизонтам известняков, почему он смешан с карбонатным материалом, заполняет значительные пространства между известняковыми стяжениями, наконец, нередко заполняет внутренние полости карбонатных конкреционных образований. Под микроскопом тонкие ярко-красные корочки наблюдаются вокруг мелких стяжений карбонатов и иногда цеолитов. По всей вероятности, образование этого красноцветного материала связано в основном с процессами седиментации.

Вряд ли можно согласиться и с положением, принятым указанными авторами в отношении основного источника обломочного материала и поступлением его с Подольско-Мариупольского массива. Вопрос образования красноцветной части в известняках сармата и меотиса требует дальнейшего изучения и пересмотра в свете новых исследований (Дзоценидзе, 1965, 1966 и др.).

В 1963, 1965 гг. нам удалось собрать материал по береговым обрывам Керченского п-ова, а в 1950 г. — на Таманском п-ове. В неогеновых известняках береговых обрывов Керченского п-ова и Таманского побережья (мыс Тузла, Попов Камень, мыс Панагия) наблюдаются те же явления, но более широко выраженные и менее замаскированные последующими изменениями пород.

В береговых обрывах Казантинского п-ова, в чешуях, прилегающих к рифовым мшанковым (мембранипоровым), верхнесарматским[5] известнякам, во многих участках нами были обнаружены прослои (силлы?) черных, черно-коричневых, зеленовато-серых стекловатых кремнистых пород, похожих на обсидиан. Обычно в самой нижней части чешуй прослеживаются черные разности, со стеклянно-смолистым блеском и раковистым изломом. Мощность их обычно до 10—20 *см*. Поверхность пласта неровная, с характерными натеками, как бы расплывшимися по неровной поверхности. Выше, чередуясь со светло-зелеными и белыми диатомовыми глинами и с белыми пеплами, прослеживаются еще 2—3 слоя довольно светлых, зелено-серых тонкополосчатых стекловатых пород, нередко распадающихся на пластинки. Под микроскопом в них наблюдается полосчатость.

Окраска полосок разнообразна: светло-серая, оранжевая, зеленоватая, коричневая. В зависимости от преобладания того или иного оттенка порода приобретает тот или иной цвет. Ширина полосок варьирует от долей миллиметра до нескольких миллиметров. Полосчатость однообразная, плоскопараллельная. Общее направление ее совпадает с контурами подстилающей поверхности. Иногда наблюдается плойчатость. Наиболее однородны, менее расстеклованы черные разновидности (особенно во внутренней части). Полосчатость в значительной мере обуслов-

---

[5] Возраст рифовых мембранипоровых известняков рядом исследователей определяется по-разному. В статье возрастные определения приняты по Н. И. Андрусову.

лена неоднородностью состава. В стекле, как бы во взвешенном состоянии наблюдаются захваченные и в той или иной степени растворенные обломки мшанок, известняка, различные мелкие раковины, створки остракод, остатки диатомей, пепловые частицы, изредка, обломки эффузивных (большей частью щелочных) пород и различных минералов (высокопреломляющие редкоземельные минералы, пироксены, оливин). Наибольшее количество пеплового карбонатного материала и диатомей ассимилировано в светлых плитчатых, тонкослоистых разностях. В их внешних почти не окрашенных частях наблюдается переход то в вулканический пепел и диатомовые глины, то в окремненные органогенные известняки. Характерно, что полоски, несмотря на их прерывистость, огибают включения. Под микроскопом наблюдается довольно большое количество очень мелких пустот, обычно вытянутых вдоль полосчатости. Они особенно многочисленны в светлых зеленовато-серых разновидностях и, возможно, обусловливают легкую делимость последних на тонкие пластинки при выветривании и механическом воздействии. Очень часто стенки полостей покрыты анальцимом и опалом. В темных и черных разностях пород пустот сравнительно мало, но они более крупные (до 1 *см* и более). В них помимо анальцима и опала нередко наблюдаются крупные правильно ограненные кристаллы магнетита.

Во всех разновидностях, особенно в светлых, наблюдаются расстеклование и довольно значительная цеолитизация стекла. При больших увеличениях видно глобулярно-сферолитовое строение, особенно в цеолитизированных участках вокруг пустот. Полоски разного состава пересекают глобули, не обнаруживая морфологической связи с их границами. Характерна сеть трещин, связанная с растрескиванием стекловатой массы. Растрескивание, так же как и полосчатость, зависят, по-видимому, от неоднородности состава, возможно, от потери воды. Показатели преломления во всех разновидностях довольно постоянные (1,450—1,455).

Кремнистые образования, имеющие сходство с обсидианами, и цеолитовые и опаловые корки в пустотах рифогенных мшанковых и серпулевых известняках верхнего сармата широко распространены на Казантипском п-ове и на Акташском гребне между сел. Красный Кут и Семеновское. Глыбы рифогенных известняков как бы покрыты твердой облекающей коркой из твердых кремнистых, цеолитовых и фосфатных выделений.

Образование плотной коры на рифовых глыбах отмечалось Н. И. Андрусовым (1963), но трактовалось как растворение, инфильтрация и переотложение углекислого кальция в пустых пространствах колоний.

В приурезовой полосе вдоль береговых обрывов, с выходами кремнистых стекловатых пород наблюдаются скопления гальки черных и темных кремней. Так же как и на Тарханкутском п-ове, по этим скоплениям мы обнаружили на Казантипском п-ове много выходов коренных кремнистых образований.

Отложение кремнезема и цеолитизация нередко захватывают и встречающиеся в известняках растительные остатки (обломки древесины, корневища и т. п.), что наблюдалось нами в районе Парпачского гребня и в карьерах у села Ленинского. Кремнистое вещество, пропитывающее древесные остатки, представлено теми же разновидностями от белого, зеленовато-серого до темно-коричневого и черного цветов. Наблюдается также частичное глобулярно-сферолитовое расстеклование, особенно вдоль пустот, также наименее расстеклованы и цеолитизированы черные разности. Остатки древесины обычно покрыты белыми «дощато-брусковидными» образованиями, которые к периферии становятся более мелкими, хрупкими и затем переходят в тонкое игольчатое вещество, напоминающее стеклянную вату.

Несмотря на резко различный внешний облик плотной твердой черной и коричневой сердцевины и белоснежного игольчатого облекающего

материала, они имеют в основном один и тот же состав и структуру. Показатель преломления их также весьма близок, для темных разностей он колеблется от 1,445 до 1,450, для «дощато-брусковидных» образований — 1,455 и для периферических игольчатых — 1,460.

Стекловатые образования нередко ассоциируют с прослоями белых пеплов. На Керченском п-ове небольшой прослой пепла был обнаружен ранее Н. И. Андрусовым (1963) в районе Кыз-аула. Нами установлено, что на Керченском п-ове пеплы довольно широко распространены на Казантипе[6], на Акташском гребне, между селами Красный Кут и Семеновским и в ряде участков между селами Акташское и Ак-Манай. Нередко они встречаются на южном побережье Керченского п-ова (между мысами Такиль и Чокуркояш). Прослои пепла также обнаружены нами в неогеновых отложениях Парпачского гребня (у села Ячменного и на других участках).

Во многих местах, где имеются значительные прослои или линзы пепла, мы находили полностью фосфатизированные костяные брекчии, состоящие из мелких косточек небольших тюленей и рыб. Такие косточки отмечались Н. И. Андрусовым на берегу в районе Осовины (1963). Кости тюленей коричневые или почти черные, твердые, состоят из фосфата. Галька из костей тюленей прослежена нами в приурезовой полосе вдоль всего Керченского п-ова и в рассматриваемых районах Таманского побережья.

На южной окраины села Ячменного, в одной из выемок, между пластами пепла, в фосфатизированной карбонатной породе нами обнаружены большие скопления целиком фосфатизированных костей и позвонков крупных морских животных (больших тюленей?, кита?). По-видимому, участки отложений пеплового материала являлись местами гибели морских животных.

В пористых частях костей тюленей и во вмещающей карбонатной фосфатизированной породе имеются выделения рудных минералов, кварца и апатита, иногда в виде хорошо ограненных кристаллов. Зерна кварца часто окружены стеклообразным веществом (вулканическое стекло?, опал?) с $n=1{,}450$. Местами в фосфатизированном слое имеются небольшие участки, на которых виден переход в черную твердую породу, имеющую большое сходство по облику, цвету, составу и структуре с гальками стекловатых (эффузивных?) пород, встреченных нами вдоль берегов Керченского, Таманского п-овов и западного Крыма.

Пеплы состоят из угловатых пемзовых обломков свежего, бесцветного и светлого зеленоватого и коричневатого стекла. Показатель преломления их немного выше описанных ранее стекловатых образований $\leqslant$ 1,510). Тонкие частицы пепла имеют более низкий показатель преломления (1,492). В заметном количестве к ним примешиваются зеленоватые и зеленовато-коричневые кусочки разложенного вещества, образованного, по-видимому, за счет вторичных изменений вулканических стекол основного и среднего состава и обломков эффузивных пород. Их показатель преломления колеблется между 1,560 и 1,570. К пепловым частицам примешиваются свежие зерна оливина, редкоземельных минералов, иногда пироксена. Нередко редкоземельные минералы присутствуют в значительном количестве в самом вулканическом стекле. По своему составу описанные пеплы имеют большое сходство с материалом нерастворимых остатков темных включений из известняков Гераклейского и Тарханкутского п-овов.

В пеплах из береговых обрывов у села Семеновского редкоземельные минералы присутствуют в значительном количестве, иногда переполняют вулканическое стекло. Наряду с ними нередко встречаются мелкие об-

---

[6] Наши исследования были сосредоточены главным образом в полосе береговых обрывов.

ломки свежих щелочных пород, содержащих щелочную роговую обманку и редкоземельные минералы. У села Семеновского в слоях, образованных сотовидным каркасом из твердых оолитовых известняков, крупные ячеи — «соты» выполнены рыхлыми отложениями, описанными как обычные терригенные пески. В действительности же они имеют тот же состав, что и пепловые прослои, но содержат значительное количество карбонатных оолитов. Оолиты очень своеобразны, они образованы в основном вокруг вулканогенного материала. В центре их наблюдаются вытянутые, нередко ограненные монокристаллы, целиком кальцитизированные. Оолиты часто имеют радиальнолучистое строение, возможно унаследованное от ранее образованных минералов радиальнолучистого строения. Иногда между оолитами и остатками вулканических стекол наблюдаются участки сохранившегося высокопреломляющего минерала радиальнолучистой структуры. Оолиты окружены тонкой каемкой вулканического прозрачного, большей частью бесцветного стекла.

На основании собранных данных можно отметить, что размерность пепловых частиц и содержание в пепловых прослоях постороннего терригенного материала не одинаковы в различных районах. Наиболее крупный и менее загрязненный посторонними примесями пепел наблюдался в отложениях из береговых обрывов села Семеновского. На Казантипском п-ове, в участках выделения стекловатых пород, пепловый материал более тонкий и содержит в значительном количестве остатки диатомей, наблюдаются переходы в диатомиты.

В неогене Керченского п-ова довольно широко распространены прослои светло-зеленых и зелено-серых легких глин, по внешнему виду похожих на диатомиты и трепела. Возможно, в ряде случаев это бентонитовые глины. В образовании этих отложений значительную роль могли играть процессы вулканизма, и развитие кремневых организмов оказалось возможным благодаря интенсивному поступлению кремнезема в результате вулканической деятельности, как это доказывает Г. С. Дзоценидзе (1965) для других районов.

У мыса Чауда, между мысами Кыз-аул и Такиль и у мыса Панагия на пляже были встречены гальки андезита и андезито-базальта[7], и черных пород, имеющих сходство с искусственными образованиями. Наблюдались естественные шлихи тяжелых минералов, состоящие в основном из пироксенов (моноклинных и ромбических), у мыса Чауда с заметной примесью базальтической роговой обманки.

3. О НЕКОТОРЫХ ВЫВОДАХ ИЗ ИЗЛОЖЕННОГО МАТЕРИАЛА

Приведенные данные, как нам кажется, дают основание обратить внимание на следующие положения, которые могут иметь существенное значение для понимания геологической истории Крыма и северного Причерноморья в третичное время и строения северной платформенной части Черноморского бассейна.

1. Проявление вулканизма в неогене Крыма и Северного Причерноморья приурочены к тектонически сложно построенным зонам сочленения платформ, характеризующихся многочисленными глубинными разломами и блокировкой фундамента. По данным геофизических исследований, эти разломы имеют корни в верхней мантии и могут являться каналами для проникновения магмы и гидротермальных растворов к поверхности. Наиболее отчетливо выраженные проявления молодого вул-

[7] П. П. Авдусиным (1948) вблизи села Сенной (Таманский п-ов) среди делювия выбросов грязевого вулкана были обнаружены обломки андезита, долерита и спилозита. П. П. Авдусин связывает находки этих пород с древней греческой колонией Фанагорией, считая их привезенными и занесенными человеком на грязевой вулкан. Отмечается, что по петрографическому составу эти андезиты весьма напоминают свежие лавы о. Санторина.

канизма повсюду хорошо сочетаются с предполагаемыми глубинными разломами (см. фиг. 1), особенно на Тарханкутском и Гераклейском п-овах.

2. Рифовые мшанковые постройки неогена (верхнего сармата) Керченского п-ова являются грандиозными образованиями, подобные которым, по мнению Н. И. Андрусова (1961), неизвестны в современном мире.

Подобные рифовые образования, но менее отчетливо выраженные, прослеживаются, как нам представляется, не только на Керченском, но и на Гераклейском, Тарханкутском п-овах и в ряде отмеченных выше районах северо-западного побережья (между Шабо и Роксоляны, в окрестности села Шаганы и т. д.) и на Таманском п-ове. По-видимому, мшанковые рифовые известняки в неогене протягивались прерывистой полосой от Таманского п-ова почти до Дуная. В настоящее время, часть их находится на дне моря и, возможно, образует субстрат современных банок этих районов.

3. В карбонатных породах неогена западного Крыма, Керченского и Таманского п-овов и некоторых районов северо-западного побережья (между Днестровским лиманом и селом Шаганы и др.) в заметном количестве присутствует пирокластический материал в виде темных включений, представляющих собой обломки вулканического стекла, пемзы и измененных основных эффузивных пород, смешанных с карбонатным материалом и выделениями фосфора, марганца, железа и др. Эти включения наблюдаются во всей толще известняков, но значительные скопления и наиболее крупные их размеры приурочены к определенному горизонту карбонатных пород сарматского возраста Тарханкутского и Гераклейского п-овов.

На Керченском и Таманском п-овах, по сравнению с западным Крымом и северо-западным побережьем Черного моря, довольно широко распространены прослои белых пеплов, очень легких белых, светло-желтых пеплово-диатомовых пород, светло-серых, зеленых диатомовых и бентонитовых (?) глин.

Пирокластический материал не является переотложенным или принесенным издалека. По-видимому, он связан с эксплозиями подводного вулканизма, приуроченного к глубинным разломам. Он заносился и осаждался среди рифов и в мелководной прибрежной зоне (возможно, в лагунах между атоллами) смешивался с раковинами, обломками организмов, хемогенным карбонатом и кремнеземом и рудными накоплениями. Эти породы имеют большое сходство с современными осадками, находящимися вблизи кальдеры Санторина (Средиземное море) [8].

Аналогичные изменения отчетливо выраженного пирокластического материала, до полного его исчезновения и слияния с вмещающей карбонатной частью породы, наблюдались нами в шлифах из третичной серии пород южного побережья оз. Севан.

Изучение крупности и количественного распределения пеплового материала показало, что максимальную близость к очагам эксплозий можно предположить на Керченском п-ове в районе сел. Семеновского, на Акташе и Казантипе, на Тарханкутском п-ове между мысом Тарханкут и Тарханкутским огнем и в юго-западном Крыму — между мысами Феолент и Херсонес.

Заметная примесь в пеплах и кремнистых стекловатых образованиях обломков свежих щелочных пород и минералов, характерных для щелочной магмы, дают некоторые основания предполагать связь вулканогенного материала, обнаруженного в этих районах (особенно на Керченском п-ове) со щелочной магмой.

---

[8] Изучением современных вулканогенно-осадочных отложений кальдеры Санторина занимается Г. Ю. Бутузова. Благодаря любезности Г. Ю. Бутузовой, я имела возможность ознакомиться с этими материалами.

Пирокластический материал, содержащийся в известняках, обнаруживается с трудом из-за указанного смешения с другим материалом и последующих изменений в диагенезе и эпигенезе. Этим и объясняется, что несмотря на многочисленные исследования, его пропускали.

Следует отметить, что мелкий пирокластический материал даже в современных осадках и в сравнительно незначительном удалении от вулканического очага можно легко пропустить из-за его смешения с хемогенным, кластическим и органогенным материалом; из-за смешения его с рудными и другими хемогенными накоплениями, связанными с гидротермальными процессами; вследствие изменений в диагенезе (а для древних отложений и эпигенезе). В этом случае большое значение имеют: а) состав пирокластического материала (некоторые типы эффузивных пород, вулканических стекол и пемзы труднее поддаются изменениям, остаются свежими и легко распознаются даже в значительном удалении от вулканических очагов; другие, наоборот, очень легко изменяются, переходят в кремнистые, железистые и глинистые образования и становятся почти или совсем нераспознаваемыми в осадке, даже в сравнительной близости от вулканических очагов); б) степень воздействия гидротермальных процессов (их интенсивность, состав растворов, температура; в) количественные соотношения в поступлении пирокластического, хемогенного и терригенного материала и их состав.

4. Приуроченность в современных осадках приурезовой полосы и шельфа вулканогенных компонентов (обломков эффузивных пород, вулканического стекла, пироксенов, эпидота, базальтической роговой обманки, анальцима, пиропа, высокое содержание фосфатов барита, своеобразный рудный комплекс) к участкам, прилегающим к берегам, сложенным рифогенными третичными известняками, не случайна. Изучение протолочек и нерастворимых остатков третичных известняков обнаружило, что в них присутствует тот же своеобразный «вулканогенный» комплекс прозрачных и рудных минералов, что и в современных отложениях. Пироксены имеют тот же состав, для них и для эпидота характерна та же чрезвычайная свежесть и неокатанная, зазубренная форма, самородный цинк имеет ту же форму и т. д.

Эти данные позволяют предположить, что своеобразный комплекс минералов современных осадков шельфа вдоль районов, сложенных рифогенным неогеном, имеет местное происхождение за счет переотложения из этих третичных известняков.

В современных осадках, благодаря непрерывному шлихованию морскими волнениями, происходит обогащение перечисленными компонентами и нередко в приурезовой полосе образуются естественные шлихи. Таким образом, трудно уловимые в третичных известняках рассеянные минералы, в современных отложениях концентрируются. Изучение их может дать дополнительный материал для понимания процессов, протекавших во время формирования рассматриваемых известняков неогена [9].

Для предположения о поступлении в современные осадки вулканогенного комплекса минералов за счет приноса издалека (Карадаг, Кавказ) нет оснований. Этому противоречат гидродинамические данные (Барковская, 1961) и сложность конфигурации береговой линии Крыма

---

[9] Изучение современных осадков может быть использовано не только с точки зрения выявления закономерностей осадкообразования для более правильного реконструирования древнего литогенеза. Оно может быть весьма полезным, как показывает настоящее исследование, и для выявления трудно улавливаемых, встречающихся в небольшом количестве, рассеянных, теряющихся в древних отложениях компонентов (отдельная галька, включения редких минералов и т. д.), но имеющих нередко существенное значение для понимания генезиса этих образований и обнаружения ценных для промышленности минералов (титаносодержащих, циркониевых, редкоземельных, алмазов и т. п.). В приурезовой полосе и в прибрежной части шельфа, благодаря непрерывному волновому воздействию происходит естественная концентрация таких компонентов, и их гораздо легче обнаружить.

(выступающие далеко в море мысы, глубоко вдающиеся заливы и бухты). При дальнем переносе не могли сохраниться крупность, свежесть и зазубренность зерен, транспортировку не выдержали бы самородный цинк, киноварь и ряд других минералов.

На западном побережье Крыма мог сказаться перенос обломочного материала, связанного с размывом юрских эффузивов Феолента, но Тарханкутского п-ова, по тем же причинам, он вряд ли мог достигать. Этому противоречит также и то, что для эффузивных пород Феолента и современных осадков шельфа этого района, преобладающими минералами тяжелой фракции являются цоизит, клиноцоизит, пумпеллиит, не характерные для рассматриваемых районов, а пироксены и эпидот в основной массе имеют более мелкие размеры и большую степень окатанности.

Пирокластический материал из известняков неогена, представленный обломками вулканических стекол и измененных основных эффузивных пород, нередко имеет значительную крупность и настолько смешан с хемогенными накоплениями, что нет оснований связывать его поступление с далекими вулканами Кавказа, Карпат. Хорошо известная дальность воздушного переноса пеплового материала может быть связана только с редкими, весьма значительными пароксизмами деятельности этих дальних вулканов и, таким образом, пепел должен быть строго приурочен к определенным слоям незначительной мощности, а пепловые частицы должны иметь хорошую отсортированность и мелкую размерность. В рассматриваемых отложениях неогена пирокластический материал, хотя и концентрируется в определенных слоях, но в меньших количествах рассеян довольно широко, а размеры частиц колеблются в значительных пределах.

5. Своеобразный комплекс рудных накоплений (Mn, Fe, Ti, V, Zn, Ag, Au, Hg, Pb) в третичных рифогенных известняках неогена и значительная роль кремнезема и фосфора, широкое распространение анальцима в ряде районов являются подтверждением близости очагов подводных извержений. По-видимому, образование этого комплекса связано с гидротермальными растворами и происходило в процессе седиментации. Имело место воздействие гидротермальных растворов на уже сформированные рифовые известняки и отложение перечисленных компонентов в пустых пространствах колоний.

Наиболее значительными были фосфатизация карбонатов [10], накопления марганца (?) и титансодержащих соединений.

Набор перечисленных компонентов для рифогенных третичных карбонатных пород является более или менее постоянным, что указывает на одни и те же процессы. Разница в основном заключается в их различной интенсивности. Наиболее значительные накопления P, Ti, Mn, Fe в третичных карбонатных породах северо-западного побережья Черного моря были обнаружены нами в 1948 г. на побережье Днестровского лимана (между селом Шабо и г. Белгород-Днестровским и между селом Роксоляны и г. Овидиополем) [11]. Вдоль берегов западного Крыма наиболее заметные выделения P и Mn наблюдаются на Тарханкутском п-ове. Фосфатизация рифогенных карбонатных пород наиболее интенсивна на берегах Керченского пролива (как в Крыму, так и на Таманском п-ове).

---

[10] На фосфатизацию неогеновых карбонатных пород Крыма следует обратить внимание, так как это породы имеют значительное распространение и мощности (особенно оолитовые известняки северо-западного Крыма). При легкой доступности их разработки и транспортировки (близость портов, железных и шоссейных дорог), они могут иметь промышленное значение даже при сравнительно низком содержании фосфора. Представляет интерес значительное содержание редкоземельных минералов в фосфоризированных прослоях и в пеплах.

[11] На правом берегу Днестровского лимана, в окрестностях Шабо, в третичных органогенных карбонатных породах наблюдаются рудные горизонты. Однако на эти рудные пласты не обращается внимания и они разрабатываются на щебенку.

Наиболее значительное окремнение прослежено на Тарханкутском п-ове в нижнем горизонте мшанковых известняков сармата и на Казантипе, преимущественно на границе сарматских и меотических отложений. В районе Казантипского п-ова и Акташского гребня, возможно, имело место проникновение в морские тонкие илы и пеплы и в рифогенные карбонатные породы кремневого силикатного расплава, частичная ассимиляция пеплового, глинистого и карбонатного материала и образование своеобразных стекловатых, часто тонкополосчатых пород, с реликтами первоначального пеплового глинистого и карбонатного материала. Возможно, образование их связано с кремнеземом, выносимым гидротермами при подводных извержениях. По внешнему виду, как указывалось, эти породы имеют сходство с обсидианами. По-видимому, образование аналогичных пород имело место и на Тарханкутском п-ове, но там оно очень замаскировано вторичными процессами.

Цеолитизация (анальцимизация) наиболее широко распространена в ряде районов Керченского п-ова (Казантип, Акташ и др.) и отчасти на Гераклейском п-ове между мысом Феолент и Голубой бухтой.

Цинк чаще встречается в известняках западных берегов Крыма и некоторых участков побережья Днестровского лимана.

6. Основные эффузивные породы (андезиты, андезито-базальты, базальты и туфолавы), обнаруженные в виде гальки в приурезовой полосе рассматриваемых районов, как уже отмечалось, имеют очень свежий молодой облик и по своему составу и структурам значительно отличаются от мезозойских эффузивных пород Крыма. Коренные выходы молодых типичных эффузивных пород пока не были обнаружены. Возможно, что стекловатые, цеолитизированные (анальцимизированные) породы являются обсидианами. В свете рассмотренных данных, дающих основание учитывать влияние подводного вулканизма на формирование отложений неогена, допустимо предположить, что проявление подводного вулканизма в неогене, в рассматриваемых районах, не ограничивалось гидротермальной деятельностью и эксплозиями. В ряде случаев, возможно, имело место излияние лав, скрытых в настоящее время под более молодыми отложениями и лишь в некоторых участках размываемых в прибрежной части моря (?).

Основываясь на данных геофизики и тектонического строения, а также на количественном распределении, крупности и окатанности обломочного материала, представленного эффузивными породами, представляется наиболее целесообразным начинать поиски выходов эффузивных пород на шельфе вдоль Тарханкутского п-ова, между селом Марьино — Морское и Тарханкутским огнем, среди глыбового навала и в зоне выходов коренных пород, а также в районе Гераклейского п-ова (между мысом Феолент и Херсонесской бухтой).

Как отмечается многими исследователями, имеется много сходных черт в развитии магматических процессов в горном Крыму и на Западном Кавказе в триасовое, юрское и меловое время. Более молодые проявления вулканизма для Крыма отрицаются (Лебединский, Макаров, 1962; Лебединский, 1963; Шалимов, 1966 и др.). На основании изложенного материала нам представляется, что проявления третичного вулканизма, по-видимому, имели место не только в геосинклинальных областях Причерноморья (Карпаты, побережье Грузии и Турции), но были распространены и на прилегающей платформенной части современного Черного моря, приурочиваясь к крупным глубинным разломам, которые служили основными каналами для проникновения к поверхности магматических расплавов и связанных с ними рудоносных гидротерм. Возможно, вдоль разломов образовывались цепи небольших вулканических конусов, возникавших на локальных неглубоких трещинах, связывающих высокозалегающие очаги с поверхностью земли.

Намечаются некоторые черты сходства с неогеновым вулканизмом в области Малого Кавказа, несмотря на совершенно неизмеримую интенсивность вулканических процессов в этих районах.

Возможно, проявления вулканизма не ограничивались неогеном и продолжались в начале четвертичного периода. Некоторым указанием может служить наличие пирокластического материала и прослоев пепла, неоднократно наблюдавшихся нами в плиоцене и низках четвертичных отложений Крыма и Таманского п-ова.

Специфическими чертами вулканизма в неогене Крыма и северного Причерноморья являются: а) его широкое распространение, б) приуроченность к краевой области молодой платформы, к ряду глубинных разломов (см. фиг. 1), в) проявление вулканической деятельности в основном в подводных условиях, г) весьма значительна, по-видимому, основная роль гидротермальных растворов, д) эксплозии, резко преобладающие над излияниями, что, по-видимому, связано с длительным существованием магматического бассейна, е) накопление вулканического материала в мелководных бассейнах среди рифов, образованных в основном мшанковыми и водорослевыми известняками сармата и меотиса. Кластического материала с суши почти не поступало.

4. О НЕКОТОРЫХ ЗАДАЧАХ ДАЛЬНЕЙШЕГО ИЗУЧЕНИЯ КРЫМСКОГО И СЕВЕРОЧЕРНОМОРСКОГО ВУЛКАНИЗМА

В связи с новыми тектоническими, геофизическими, геохимическими и гидрологическими данными (Муратов, 1949, $1955_{1,2}$; Чекунов и др., 1965; Альбов, 1958; Ковалевский, 1965) и изложенными нами положениями целесообразна постановка специальных детальных работ по изучению проявлений (очень сложных необычных и трудноулавливаемых) молодого вулканизма в Крыму и северном Причерноморье.

С точки зрения петрографо-минералогического освещения этого вопроса, необходимо выполнение следующих работ:

1. Изучение петрографического состава глыбовых навалов и выходов коренных пород на шельфе в зоне размыва (Барковская, 1961) в районах предполагаемых глубинных разломов (аэросъемка зон разломов, водолазное обследование и бурение), особенно вдоль побережья между городами Евпаторией и Черноморском и между мысами Феолент и Херсонес, где глыбовые навалы и выходы коренных пород, из-за малых глубин, имеют очень широкое распространение.

2. Обследование (аэросъемка, водолазные работы, бурение) банок северо-западной части Черного моря (Днестровская, Шагининская, Одесская банки, Каркинитского залива и Таманского побережья).

По-видимому, некоторые банки, рассматриваемые в настоящее время как образования, сложенные современными и четвертичными, литифицированными ракушечниками, имеют в своем основании рифовые карбонатные породы неогена, тождественные по своему генезису рифовым известнякам Крыма, а молодые ракушники являются насаженными на этот твердый, возвышающийся субстрат. Не исключена возможность, что помимо пирокластического материала среди известняков могут быть в некоторых участках обнаружены выходы эффузивных пород.

3. Должно быть обращено внимание на скопления галек кремнистых пород в породах береговых обрывов, в приурезовой полосе и на шельфе северо-западной части Черного моря. На кремни либо совсем не обращалось внимания, либо без всяких оснований (без сравнительного материала, без микроскопического изучения) их связывали с приносом реками с Карпат в четвертичном периоде, размывом этих речных отложений и переотложением в настоящее время. На западном побережье Крыма кремни относили к меловому времени и считали их переотложенными из меловых пород и галечников плиоцена. Вместе с тем, как пока-

зали наши исследования в 1948 г., гальки кремней в заметном количестве наблюдаются в ряде участков северо-западного побережья и связаны нередко, как в рассмотренных районах Крыма, с местными источниками питания (большей частью из известняков неогена [12]). Детальное изучение кремнистых образований в шлифах поможет установить их генезис в каждом конкретном случае, и, возможно, обнаружить связь с очагами подводного вулканизма. Приуроченность скоплений галек кремней к участкам побережья, где в питающих породах обнаруживаются проявления подводного вулканизма, является довольно характерным.

4. При изучении современных и четвертичных песков и алевритов шельфа северного Причерноморья должно быть обращено внимание на переотложенные «вулканогенные» компоненты, в частности на пиропы и алмазы (последние при массовых определениях и малых навесках могут быть не обнаружены).

5. Необходимо изучение грязевого вулканизма Керченского и Таманского п-овов в свете работ С. В. Альбова (1958) и Ковалевского (1959).

Признаки проявления молодого вулканизма в Крыму и на Тамани, значительная роль гидротермальных процессов, грязевой вулканизм, значительная газоносность этих районов, их нефтеносность, битуминозность пород неогена, в которых присутствует пирокластический материал,— все эти явления, рассматриваемые в настоящее время раздельно, по-видимому, тесно связаны между собой и приурочены к крупным глубинным разломам краевой платформенной зоны.

ЛИТЕРАТУРА

Авдусин П. П. Грязевые вулканы Крымско-Кавказской геологической провинции. Изд. АН СССР, 1948.

Альбов С. В. К вопросу о молодом (третично-четвертичном) вулканизме в Крыму, Изв. Крымск. отд., Геогр. о-ва СССР, отд. вып., Симферополь, 1958.

Андрусов Н. И., Избр. тр., т. 2, М. Изд. АН СССР, 1963.

Барковская М. Г. Закономерности распределения донных осадков на шельфе вдоль берегов Черного моря. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 53, 1961.

Гладцин И. Н., Дзенс-Литовская Н. Н. Terra rossa (красная земля) Тарханкутского полуострова. В кн. «Очерки по физической географии Крыма», вып. 1, М.— Л.. 1938.

Дзенс-Литовский А. И. Тарханкутский полуостров. Там же, вып. 2.

Дзоценидзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков. В кн. «Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые». М., «Наука», 1965.

Дзоценидзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков. М., «Недра», 1965.

Дзоценидзе Г. С. О некоторых особенностях подводных извержений. В кн. «Современный вулканизм». Тр. Второго Всес. вулканол. совещ., т. 1. М., «Наука», 1966.

Живаго А. В. О формах растворения и разрушения известняков на побережье западного Крыма. Изв. Всес. геогр. о-ва, т. 82, № 6, 1950.

Зенкович В. П. Заметка о характере побережья Гераклейского полуострова. Уч. зап. МГУ, № 16, 1937.

Зенкович В. П. Изучение динамики берегов западного Крыма. Вопр. географии, вып. 1, сб. 3, 1947.

Зенкович В. П. Строение берега западного Крыма у Евпатории. Вопр. географии, вып. 7, 1948.

Зенкович В. П. Караджинская бухта. Сб. работ Ин-та океанол. АН СССР, № 4, II, 1955.

[12] В. П. Зенкович (1956, 1960) в своих работах по перемещению потока наносов использует наши данные и карту терригенно-минералогических провинций приурезовой полосы Черного моря (1948 года). Однако наличие в ряде участков побережья обломков кремнистых пород он связывает с одним источником питания (размывом древнеднестровских отложений) и в связи с этим приходит, по нашему мнению, к неправильным заключениям, особенно при реконструкциях предшествовавших фаз развития берега. Такой единый источник кремней для этих районов не соответствует действительности, и в таком аспекте (без точного определения источника кремней) последние не могут служить для палеогеографических реконструкций и установления путей перемещения обломков вдоль берега в настоящее время.

Зенкович В. П. Морфология и динамика советских берегов Черного моря, т. 2. Изд. АН СССР, 1960.
Ковалевский С. А. Тайна Черноморской впадины. Сов. Крым, Крымиздат, 1965.
Кусто Ж. И., Дюма Ф., Датен Д. В мире безмолвия. Изд. «Знание», 1966.
Лебединский В. И. Магматизм горного Крыма. Автореф. дис. на соискан. уч. степени д-ра геол.-минер. наук. Симферополь, 1963.
Лебединский В. И., Макаров Н. М. Вулканизм горного Крыма. Киев, Изд. АН СССР, 1962.
Лебединский В. И., Шалимов А. И. Отражение этапа островных дуг в современной структуре Карпат и горного Крыма. В кн. «Вулканические и вулкано-плутонические формации». Тр. Второго Всес. вулканол. совещ., т. 2. М., Изд. «Наука», 1966.
Лонгинов В. В. Бухта Ярылгач. Сб. работ Ин-та океанол. АН СССР, № 4, 1955.
Моисеев А. С. Гидрогеологический очерк г. Севастополя и его окрестностей. Тр. Всес. геолого-разв. объединения НКТП СССР, вып. 137, 1932. Мат. по общ. и прикл. геологии геол. ком. вып. 39, Л., 1930.
Муратов М. В. Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга европейской части СССР и сопредельных стран. В кн. «Тектоника СССР», т. 2. Изд. АН СССР, 1949.
Муратов М. В. История Черноморского бассейна в связи с равитием окружающих его областей. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., № 1, 1951.
Муратов М. В. История тектонического развития глубокой впадины Черного моря и ее возможное происхождение. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., № 5, 1955_1.
Муратов М. В. Тектоническая структура и история равнинных областей, отделяющих русскую платформу от горных сооружений Крыма и Кавказа, Сов. геология, № 48, 1955_2.
Муратов М. В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. Гостеолтехиздат, 1960.
Невесский Е. Н. и Невесская Л. А. О составе фауны и особенности развития Азово-Черноморского бассейна в четвертичное время, Докл. АН, т. 136, № 5, 1960.
Невесский Е. Н. Закономерности прибрежного осадкообразования (на примере верхнечетвертичных отложений Черного моря). Автореф. дис. на соискан. уч. степени д-ра геол.-минер. наук., 1964.
Чекунов Л. В., Гаркаленко И. А., Харечко Г. Е. Глубинные разломы Северного Причерноморья и сдвиговые перемещения по ним. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 111, 1965.
Шалимов А. И. Зональность явлений палеовулканизма в структуре горного Крыма. В кн. «Вулканические и вулкано-плутонические формации». Тр. II Всес. вулканол. совещ., т. 2, М., «Наука», 1966.
Abich H. Studes sur les presqueles der Kertch et de Taman, Bull. Soc., geol. France. Ser. 2, v. 21, 1863—1864.
Abich H. Einleitende Grundzüge der Geologic der Halbinseln Kertsch und Taman — Mém. Acad. Sci. st. Petersbourg. v. 9, No 4, 1865.

Институт океанологии
АН СССР
Москва

Дата поступления
14.VII.1966

ЛИТОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 4, 1967 г.

УДК 552.574(477)

О ПЕРСПЕКТИВАХ ВЫЯВЛЕНИЙ ПРОМЫШЛЕННЫХ ЗАЛЕЖЕЙ БУРЫХ УГЛЕЙ СРЕДИ САРМАТСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ПРИЧЕРНОМОРСКОЙ ВПАДИНЫ

Ю. И. СЕЛИН

ВВЕДЕНИЕ

Несмотря на то, что распространенные в северо-восточной части Причерноморской впадины сарматские отложения характеризуются довольно пестрым фациальным составом, включая и углистые породы, вопрос о возможности выявления среди них промышленных залежей бурых углей еще окончательно не выяснен.

В работах В. А. Домгера (1902), И. Е. Слезнака и В. Т. Сябряя (1946), Г. И. Молявко (1960), П. Г. Нестеренко, М. В. Седенко и др. (1963) сообщалось о приуроченности к распространенным на Южной Украине сарматским отложениям маломощных пластов бурых углей (города Орехов и Верхнеднепровск, ст. Кирпотино, окрестности сел Копаны, Балабино, Зеленый Луг, Покрово-Киреево и другие пункты Запорожской, Днепропетровской и Донецкой областей). До последнего времени сарматские углепроявления северо-восточной части Причерноморской впадины незаслуженно считались неперспективными. Это отображено и в изданном АН УССР атласе палеогеографических карт территорий Украинской и Молдавской ССР (1960), в котором угленосные фации среди сарматских отложений в северо-восточной части Причерноморской впадины не отмечались.

Основными перспективными районами на бурый уголь до последнего времени считались Приднестровье, Прикарпатье, Закарпатье и южные районы Одесской области и Молдавской ССР. Поэтому новые данные об угленосных фациях сарматских отложений северо-восточной части Причерноморской впадины представляют значительный интерес.

1. КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ РАЙОНА

Район расположен в северо-восточной части Причерноморской впадины и прилегающих к ней склонов Украинского кристаллического массива, на территории Ореховского и Большетокмакского административных районов Запорожской области УССР (фиг. 1).

Территория сложена кристаллическими породами докембрия, покрытыми мощной толщей осадочных образований мезозоя и кайнозоя. Характеристика последних приводилась Ф. М. Дыссой (1940), Ю. Б. Бассом (1941), М. Ф. Носовским (1957), Г. И. Молявко (1960), Ю. И. Селиным (1959, 1960, 1964), А. А. Гойжевским (1962) и др.

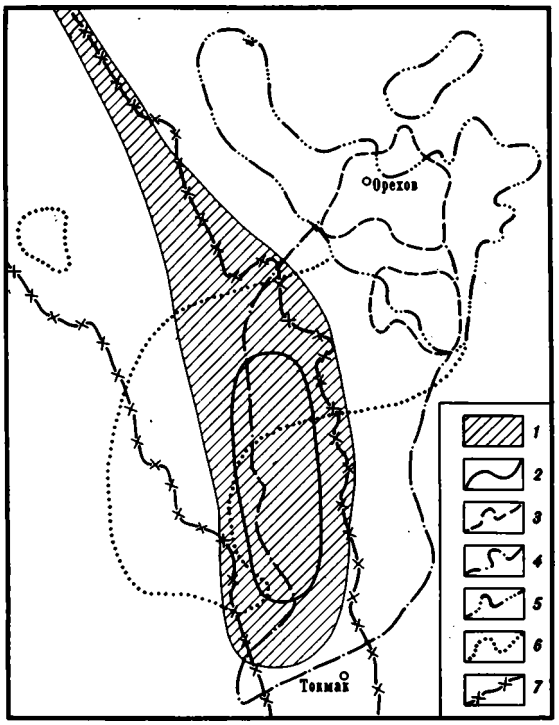
По данным этих исследователей, мезозой здесь представлен породами аптского, сантонского, кампанского и маастрихтского ярусов. Из палеогеновых отложений присутствуют континентальные образования

палеоцен-среднеэоценового возраста и морские верхнеэоценовые и олигоценовые образования (фиг. 2).

Широко распространены породы чокракского горизонта *; отложения караганского и конкского горизонтов встречены только в нескольких пунктах (села Коханное, Любимовка, Пришиб, Бурчак, Коробчино и др.).

Отложения сарматского яруса распространены повсеместно. Они трансгрессивно залегают на породах крымского яруса, а в местах отсутствия последних — на более древних образованиях. Основные сведения о сарматских отложениях этого района приводились Г. И. Молявко (1960), но поскольку эти породы представляют собой продуктивную толщу, они заслуживают подробной характеристики.

В исследованном районе повсеместно распространены только нижне- и среднесарматские отложения. Северо-восточная граница распространения отложений верхнесарматского подъяруса проходит через села Коханное — Новогорьевка — Щербаки. К югу от р. Токмачки крайним восточным пунктом распространения фаунистически охарактеризованных нижнесарматских отложений является второе отделение совхоза «Запорожье». Нижнесарматскому подъярусу принадлежат и темно-серые глины, встреченные в 10 *км* южнее г. Б. Токмака в с. Нейборг, которые М. Ф. Носовским в 1957 г. были отнесены к чокракскому горизонту.



Фиг. 1. Схема распространения угленосных фаций третичных отложений в северо-восточной части Причерноморской впадины

1 — площадь распространения нижнесарматских угленосных фаций; *2* — предполагаемое распространение промышленной буроугольной залежи нижнесарматского возраста.

Угленосные фации верхнеэоценового возраста; 3 — детально разведанные площади (верхний угольный пласт Ореховского м-ния); *4* — неразведанные площади. *Угленосные фации палеоцен-среднеэоценового возраста; 5* — детально разведанные площади (нижний угольный пласт Ореховского м-ния); *6* — неразведанные площади; *7* — распространение марганцовых руд

На преобладающей территории под четвертичными породами залегают среднесарматские отложения, которые в долинах рек Молочной, Токмачки, Карачекрак и в крупных балках образуют естественные обнажения. В руслах балок Куркулакской и Чингул под четвертичным аллювием залегают нижнесарматские отложения. В связи с тем, что район представляет собой прибрежную зону сарматского бассейна, в западной и восточной его частях сарматские отложения имеют существенно отличный фациальный состав и мощность. Наиболее полный их разрез зафиксирован в с. Коханном, где они залегают под понтическими известняками и сложены известняками верхнего сармата, известняками и детритовыми песками среднего сармата и темно- и зеленовато-серыми глинами нижнего сармата, общей мощностью 45 *м*.

* Никопольская свита М. Ф. Носовского, нижняя часть которой названа им Маячковской свитой.

Фит. 2. Сводная стратиграфическая колонка третичных отложений северо-восточной части Причерноморской впадины

К северу и востоку от с. Коханного глубоководные фации сменяются мелководными. Так, западнее с. Ворошиловка среднесарматские известняки замещаются песками, а в нижнесарматских глинах встречаются углистые включения. К северо-востоку, в окрестностях сел Сладкая Балка и Копань, нижнесарматским отложениям подчинены пласты углистых глин (2—8 *м*), бурых углей (1—13 *м*). Сарматские отложения покрываются породами понтического яруса и четвертичными образованиями.

2. КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПРОДУКТИВНОЙ ТОЛЩИ

Угленосные сарматские отложения протягиваются в виде полосы шириной от 3 до 12 *км*, длиной около 40 *км*, от с. Новояковлевки до сел Копань — Глубокая Криница — Красная Горка.

К северу от с. Новояковлевки на продолжении этой полосы также находится сарматское углепроявление (ст. Кирпотино; Молявко, 1960).

Но так как в этом районе кристаллические породы часто покрыты четвертичными отложениями, предположение о непрерывном развитии сарматских угленосных отложений между с. Новояковлевкой и ст. Кирпотино маловероятно.

В районе Новояковлевки продуктивная толща сложена мергелистыми глинами, оолитовыми известняками и песками среднесарматского подъяруса, ниже которых следуют нижнесарматские углистые глины. Восточнее Копани к среднему сармату относятся светло- и желтовато-серые мелкозернистые пески, а к нижнему — темно-серые глины, которые в нижней части содержат включения лигнита и маломощные прослои бурых углей. В районе Глубокой Криницы эта толща состоит из серовато-белых и желтоватых песков, к основанию которых приурочен пласт лигнита мощностью 2,5—3 *м*. В районе с. Сладкой Балки в составе сарматских отложений присутствуют серые пески, вторичные каолины, углистые пески и глины и бурые угли. Последние приурочены к нижней части разреза и слагают либо один пласт (0,3—4,5 *м*), либо разделены прослоем глины на две пачки. К востоку от с. Ворошиловка эта толща сложена светло- и желтовато-серыми песками и глинами с пластами бурого угля (0,4—4 *м*). В окрестностях Красной Горки она представлена песками, глинами и вторичными каолинами, в основании которых залегает пласт бурого угля (0,6—2,8 *м*). Глубина залегания пластов бурых углей в этих пунктах составляет 40—80 *м*.

К востоку от Сладкой Балки продуктивная толща замещается светло- и желтовато-серыми песками с пластами вторичных каолинов и зеленовато-серых глин.

Залегание углистой толщи в самой нижней части сарматских отложений на породах чокракского возраста позволяет предполагать ее принадлежность к нижнесарматскому подъярусу. При сопоставлении разрезов устанавливается, что фаунистически охарактеризованные нижнесарматские глины прослеживаются на расстоянии 2,5 *км* к востоку от с. Ворошиловка, а в скважинах, пройденных в 1—2 *км* еще восточнее, они замещаются углистой толщей. Спорово-пыльцевые комплексы из углистой толщи района Сладкой Балки, по заключению А. К. Коломийцевой, идентичны таковым из распространенных в окрестностях сел Новогорьевка и Царицын Кут фаунистически охарактеризованных нижнесарматских глин. В составе этих комплексов преобладают листопадные: дуб, каштан, лещина, ольха, клен, орех, вересковые; из вечнозеленых встречены падуб, нисса и сумах, а из голосеменных — сосна.

Морфологические особенности продуктивной толщи и анализ гипсометрических данных не позволяют считать слагающие ее породы дельтовыми или озерно-болотными. Непосредственное замещение фаунистически охарактеризованными морскими отложениями и примерно совпадающая с северо-восточной границей нижнесарматского моря пространственная ориентировка склоняют к выводу об отложении этой толщи в прибрежно-морских условиях.

В связи с этим можно надеяться, что развитые в исследуемом районе сарматские бурые угли будут более выдержаны по мощности и качеству, чем распространенные в депрессиях Украинского кристаллического массива бучакские озерно-болотные бурые угли Днепробасса.

3. РАСПРОСТРАНЕНИЕ УГЛЕНОСНОСТИ

Полученные данные свидетельствуют о распространении на территории между селами Копань — Глубокая Криница — Ворошиловка в полосе протяженностью около 16 *м*, шириной 3—6 *км*, непрерывной буроугольной залежи. По данным находящихся внутри этого контура 15 скважин, мощность пласта колеблется от 0,2 до 4,5 *м*, причем мощность менее 2 *м* установлена в четырех скважинах, а в одиннадцати она колеб-

лется от 2,1 до 4,5 *м*. Максимальная мощность буроугольного пласта — 13 *м* — отмечена в районе Глубокой Криницы. Глубина залегания пластов мощностью свыше 2 *м* — от 40,5 *м* в прирусловых частях балок до 96 *м* на водоразделах. Среди бурых углей преобладают лигниты, что характерно для неогеновых бурых углей западных областей УССР. Выполненный в лаборатории Днепропетровской геологической экспедиции анализ пробы из пласта бурого угля мощностью 2,5 *м*, вскрытого в 3 *км* к югу от с. Копань скважиной № 3037, дал следующие результаты (%): W^a 8,9; A^c 10,8; V^c 51,3; V^r 57,5, сера общая 4,4 уд. вес 1,37. Судя по этому анализу, а также по весьма значительной площади распространения буроугольного пласта, в указанном районе очень вероятно выявление промышленного месторождения с запасами не менее 50—60 млн. *т*. Ожидаемая средняя мощность рабочего пласта составляет около 3 *м*, что при сравнительно большой мощности вскрышных пород не позволяет говорить о перспективе добычи бурых углей открытым способом. Но так как значительная часть буроугольной залежи распространяется в пределах контура развития подлежащих в ближайшее время освоению кондиционных олигоценовых марганцовых руд Большетокмакского месторождения, по отношению к которым сарматские бурые угли являются вскрышными породами, комплексная добыча этих двух видов сырья будет несомненно экономически выгодна. Поэтому необходимо провести тщательное изучение описанного углепроявления. В пределах указанной на фиг. 1 угленосной полосы при детальных работах возможно выявление и других залежей бурых углей сарматского возраста. Описанное выше углепроявление свидетельствует о необходимости серьезного изучения угленосности развитых на Южной Украине сарматских отложений в целом.

В заключение необходимо подчеркнуть, что в исследованном районе угленосные фации развиты не только в отложениях сарматского возраста, но также и в породах палеоцен-среднеэоценового и верхнеэоценового возраста.

Верхнеэоценовая угленосная толща распространена полосой, ширина которой 4—15 *км* (между городами Орехов и Б. Токмак), и встречается в виде более мелких пятен в ряде других мест (Селин, 1960). К ней приурочен верхний пласт (2—4 *м*) Ореховского месторождения. Между с. Копань и г. Б. Токмак она залегает непосредственно под марганцоворудным слоем и сложена углистыми глинами с пластами бурого угля мощностью 0,4—3,0 *м*. Практическая ценность распространенной между этими пунктами верхнеэоценовой углистой толщи еще окончательно не выяснена. В районе Сладкой Балки к ней приурочен пласт бурого угля мощностью 2,5 *м* (глубина залегания 14 *м*) следующего состава (%): W^a 12,6, A^c — 27—27,9; V^c — 37,8, V^r — 52,6; сера общая 3,98. Вскрытый в окрестностях с. Красная Горка на глубине 120 *м* буроугольный пласт (1 *м*) характеризуется следующим составом (%): W^a 13, A^c 23,3; V^c 41,8; V^r 54,6; сера общая 4,23. Однако встреченные на этой территории в ряде других пунктов верхнеэоценовые бурые угли имеют зольность 43—54%.

Полученные в последнее время материалы показывают, что буроугольные залежи палеоцен-среднеэоценового возраста (именуемые здесь обычно бучакской свитой) из района Ореховского буроугольного месторождения, где к ним приурочен нижний угольный пласт, прослеживаются на юго-запад и на юг в виде полосы шириной 6—12 *км* примерно до с. Красная Горка. Крайним восточным пунктом распространения бурых углей является с. Работино; здесь на глубине 119 *м* вскрыт пласт бурого угля мощностью 6,2 *м*. В указанном районе предполагается распространение пласта бурого угля средней мощностью 4—6 *м* на площади около 260 *км*^{2}. Продуктивная толща сложена типичными для континентальных озерно-болотных отложений переслаивающимися серыми песками и гли-

нами с вторичными каолинами и углистыми песками и глинами, в которых встречается до трех пластов бурого угля. По аналогии с детально изученными бурыми углями Ореховского месторождения здесь могут быть выявлены кондиционные буроугольные залежи с запасами около 150—200 млн. *т*. Несмотря на то, что большая глубина залегания и сложные гидрогеологические условия не позволяют считать эти угли имеющими сейчас первостепенное практическое значение, распространение угленосных фаций на такой значительной территории позволяет существенно уточнить прежние представления о палеогеографических особенностях палеоцен-среднеэоценового времени.

Угленосные отложения с пластами бурых углей в 1—15 *м* палеоцен-среднеэоценового возраста имеют локальное развитие и в ряде пунктов между селами Каменское — Сухоивановка — Новояковлевка — Щербаки. Наибольшая площадь их распространения отмечена в 3 *км* к югу от с. Щербаки, где на площади около 20 *км*^{2} шестью скважинами на глубине от 76 до 133 *м* вскрыт пласт бурого угля мощностью 8—15 *м*. Безугольными скважинами эта площадь полностью не оконтурена, вследствие чего непрерывное распространение бурых углей из этого района в сторону сел Новогорьевка и Глубокая Криница не исключается.

Все изложенное подтверждает представления К. Г. Войновского-Кригера об устойчивости в геологическом прошлом фациальных обстановок, хотя границы распространения изученных выше разновозрастных углистых фаций в данном районе совпадают неполностью.

ЛИТЕРАТУРА

Атлас палеогеографических карт Украинской и Молдавской ССР. Изд-во АН УССР, Киев, 1960.

Басс Ю. Б. О меловых и палеогеновых отложениях бассейна р. Молочной. Геологічний ж. АН УССР, т. 8, вып. 1, 1941.

Войновский-Кригер К. Г. Об устойчивости в геологическом прошлом фациальных обстановок и их границ. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1956.

Гойжевский А. А. Тектоника северо-восточной части Причерноморской впадины. Геологічний ж. АН УССР, т. 22, вып. 6, 1962.

Домгер В. Геологические исследования в Южной России в 1881—1884 гг. Тр. Геол. ком., т. 20, № 1, 1902.

Дысса Ф. М. О сеноманских и нижнемеловых отложениях Причерноморской впадины. Науч. зап. Днепропетровск. ун-та, т. 17, вып. 1, 1940.

Молявко Г. И. Неоген юга Украины. Изд. АН УССР, 1960.

Нестеренко П. Г., Седенко М. В., Данилевская В. А. и Заезжев Н. М. Днепровский буроугольный бассейн. В кн. «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР», т. 1, 1963.

Носовский М. Ф. К вопросу о наличии чокракских отложений в северо-восточной части Причерноморской впадины. Науч. зап. Днепропетровск. ун-та, т. 58, 1957.

Селин Ю. И. Новые данные о нижнемеловых отложениях северо-восточной части Причерноморской впадины. Докл. АН УССР, № 11, 1959.

Селин Ю. И. О верхнеэоценовых отложениях Большетокмакского месторождения марганцовых руд. Геологічний ж. АН УССР, т. 20, вып. 3, 1960.

Селин Ю. И. Стратиграфия и моллюски олигоцена Большетокмакского марганцово-рудного района. М., «Недра», 1964.

Слезнак И. Е., Сябряй В. Т. Основные направления работ в области исследования бурого угля УССР. Геологічний ж. АН УССР, т. 8, вып. 4, 1946.

Трест Киевгеология
Киев

Дата поступления
23.VII.1965

ЛИТОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 4, 1967 г.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 553.623.3(477.9)

СТРОЕНИЕ ПЛЯЖЕЙ АЗОВСКОГО МОРЯ И КОСАЯ СЛОИСТОСТЬ ПЛЯЖЕВОГО ТИПА

Н. В. ЛОГВИНЕНКО, И. Н. РЕМИЗОВ

В наших работах уже была описана косая слоистость пляжевых песков и отмечено ее сходство со слоистостью баров (Логвиненко и др., 1963, 1964). Подчеркивалось, как и в работах Л. Н. Ботвинкиной (1962), что слоистость пляжа характеризуется не только наличием серий пологонаклоненных к морю слоев, но и обязательным присутствием слоев с более крутым наклоном к суше (в пляже полного профиля).

В последнее время пляжи Азовского моря изучались Ф. А. Шербаковым, Ю. А. Павлидисом (1964) и В. С. Трофимовым (1963), которые дали зарисовки слоистости пляжей, но к сожалению, не заметили слоев, наклоненных к суше.

В статье рассматриваются строение пляжей Азовского моря, косая слоистость пляжевого типа и механизм ее образования. Описываются песчаные пляжи, так как галечниковые на берегах Азовского моря почти отсутствуют.

Для более точного определения объекта исследования дадим определение пляжа. Согласно В. В. Лонгинову (1954), пляж представляет собой «аккумулятивное тело, сформированное действием прибойного потока». С геологической точки зрения такое определение недостаточно. Пляжем следует называть скопление обломочного и органогенного материала (ракуша, раковинный детрит и песок) в прибойной зоне, рельеф которой и слоистость слагающих осадков оформированы действием прибойного потока.

В пляже можно различать надводную и подводную части. Первая в свою очередь разделяется на передний и задний пляж. Но вероятно, целесообразнее делить ее более дробно на три части.

1. ИСТОЧНИК МАТЕРИАЛА И ТИПЫ ПЛЯЖЕЙ

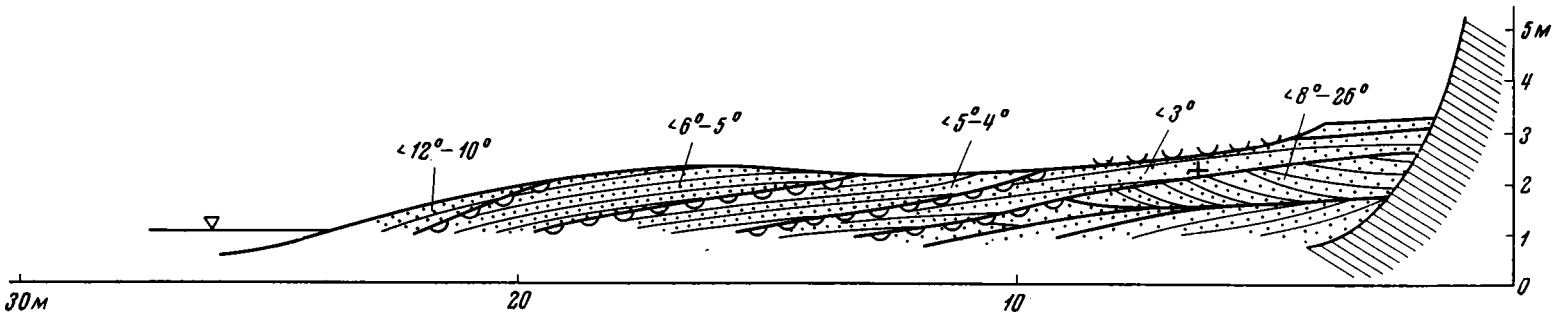
В условиях Азовского моря пляжи создаются из материала, получаемого при размывании берега (терригенного) и поступающего со дна моря (органогенного: ракуша и продукты ее разрушения). Это происходит потому, что все реки бассейна, за исключением Дона и Кубани, практически не выносят в море обломочного материала. Устья рек оканчиваются лиманами и озерами и отделены от моря пересыпями и барами, а Кубань и Дон несут главным образом глинистый ил и тонкий алеврит (Логвиненко и др., 1963).

На северном берегу Азовского моря и на южном берегу Таганрогского залива, где в береговых обрывах кроме четвертичных лёссовидных суглинков обнажаются древнечетвертичные песчаные и гравийно-галечниковые отложения,— пляжи песчаные (органогенный материал составляет 10—20%).

На южном берегу (примерно от Ейска до северного конца Арабатской стрелки) пляжи сложены раковинным детритом, песком и ракушей (обломочный материал составляет 5—10%). Это происходит потому, что здесь размываются только лёссовидные суглинки, глины и изредка известняки, содержащие ничтожные количества песчаного материала, а все глинистые и алевритовые частицы волнение увлекает в более отдаленную от берега акваторию моря. Одновременно с этим со дна моря волны перемещают к берегу ракушу, размалывая ее в раковинный песок. Такая же картина наблюдается на вершинах кос северного берега моря, куда вдольбереговые потоки наносов почти не приносят терригенный материал или приносят его в ничтожном количестве.

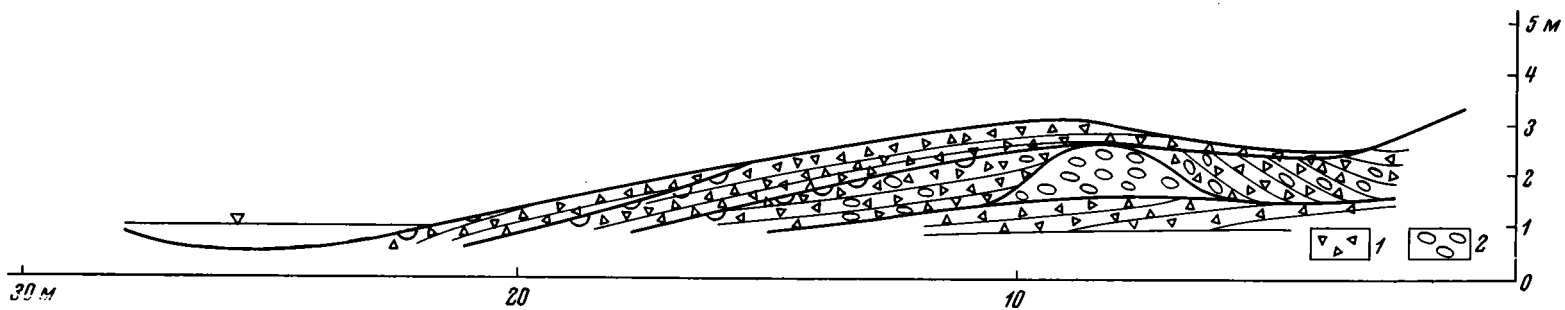
Современные пляжи Азовского моря являются «живыми» образованиями, находящимися в процессе созидания. Во время сильных штормов, особенно при высокой воде (нагоне), пляжи частично размываются, кое-где исчезают, возникая вновь в последующие более благоприятные периоды. В местах, где они полностью размываются во время сильных штормов, имеются неширокие, прислоненные пляжи и волноприбойные ниши в береговых обрывах.

Можно различать пляж неполного профиля, прислоненный или наложенный на абрадированную поверхность береговых пород, выработанную прибойным потоком (зачаточный пляж), и пляж полного профиля с пологонаклоненной к морю нижней



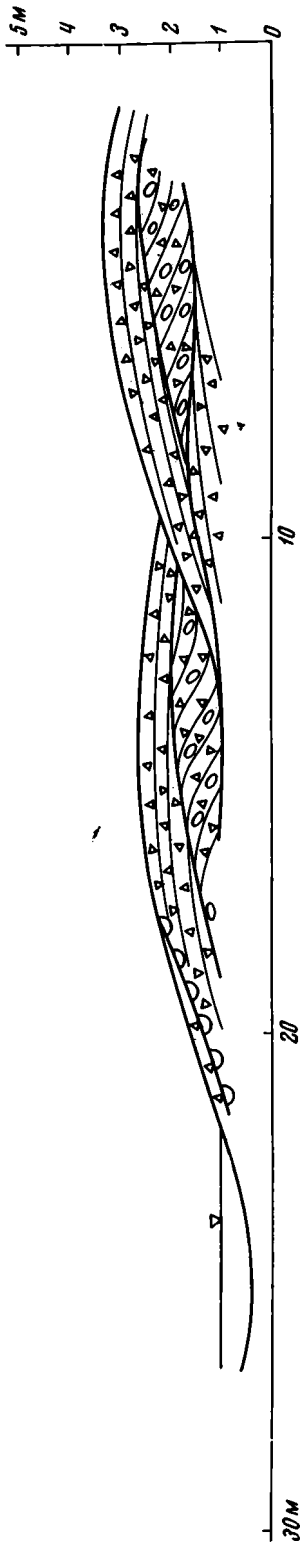
Фиг. 1. Пляж полного профиля. Северный берег Азовского моря западнее г. Жданова

Точки — песок, овалы — ракуша, цифры — углы наклона слоев, крестиком отмечена деталь, изображенная на фиг. 6



Фиг. 2. Пляж полного профиля. Южный берег Азовского моря у ст. Голубицкой западнее устья р. Кубани:

1 — раковинный детрит, песок; *2* — ракуша



Фиг. 3. Пляж полного профиля. Южный берег Азовского моря, Казантипский залив (Керченский п-ов).
Усл. обоз. см. на фиг. 2

частью, более высокой, почти горизонтальной средней и штормовым валом небольшой высоты (до 2—2,5 *м*), часто с крутым склоном в сторону суши (фиг. 1, 2, 3).

Пляжи неполного профиля характеризуются сравнительно небольшой шириной (до 6—10 *м*) и наличием только слоев пологонаклоненных к морю. Они не представляют интереса, так как редко захороняются.

Пляжи полного профиля имеют обычно ширину более 10, часто 25—30 *м* и более сложную косую слоистость с наличием слоев довольно крутонаклоненных в сторону суши.

Среди пляжей полного профиля можно различать три подтипа: а) с одной серией наклоненных к суше слоев и отсутствием в настоящий момент (ранее он был) склона к суше у штормового вала; б) с одной серией наклоненных к суше слоев и наличием склона к суше у штормового вала (см. фиг. 2); в) пляжи с наличием двух-трех валов в рельефе и двух-трех серий слоев, наклоненных к суше (см. фиг. 3).

Наряду с современными «живыми» нами встречены и описаны ископаемые или «мертвые» пляжи на косах и аккумулятивных террасах у с. Широкино восточнее г. Жданова, западнее косы Обиточной, против ст. Голубицкой, западнее устья р. Кубани и в других местах.

Так, у ст. Голубицкой аккумулятивная терраса имеет ширину около 1 *км*. Строение ископаемых пляжевых отложений хорошо видно в многочисленных балластных карьерах. В разрезах, параллельных берегу моря, слоистость горизонтальная, не совсем правильная, часто горизонтально-линзовидная. В разрезах, перпендикулярных берегу, наблюдается чередование слоев пологонаклоненных к морю и крутонаклоненных к суше. Слои сложены раковинным детритом (размерность крупного песка, гравия и более крупная) и ракушкой целой или битой (фиг. 4).

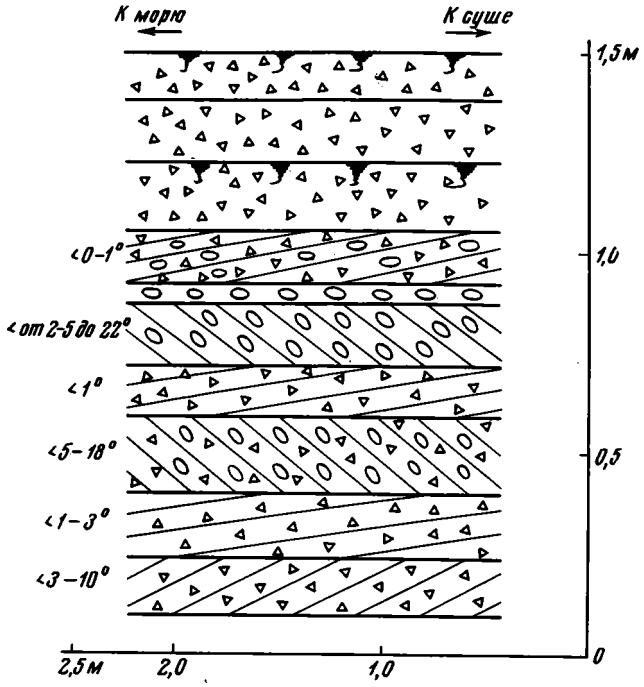
Такие пляжевые отложения в разрезах ископаемых осадков превращаются в обломочные известняки с морской фауной. Восстановление обстановки осадконакопления по фауне и слоистости (во многих разрезах горизонтальная), как правило, приводит к ошибочному заключению о существовании здесь когда-то мелководного моря (сублиторали). Кстати отметим, что в разрезах ископаемых пляжевых отложений аккумулятивной террасы у ст. Голубицкой материал пляжевых осадков местами уже превратился в раковинные известняки, сцементированные карбонатом кальция.

2. КОСАЯ СЛОИСТОСТЬ ПЛЯЖЕВОГО ТИПА И МЕТОДИКА ЕЕ ИЗУЧЕНИЯ

Слоистость отражает прерывистость процессов осадконакопления и изменчивость формы поверхности накапливающегося осадка. Она запечатлевает формы поверхности, возникающие как при удалении части ранее отложенного материала, так и при перерывах и остановках в седиментации. Поэтому объективное описание слоистости является важным приемом определения генезиса древних отложений и, как одно из средств актуалистического метода исследования, должно основываться на изучении современных осадков.

Косая слоистость пляжа демонстрирует периодические изменения условий осадконакопления: размыв, аккумуляцию, паузу в осадконакоплении, снова аккумуляцию и т. п.

Песчаные пляжи сложены налегающими друг на друга чешуями-сериями слоев, пологонаклоненных к морю под разными углами (все более крутыми к урезу воды), чередующимися с сериями слоев более крутонаклоненных к суше. Углы наклона слоев к морю изменяются от 1—3 до 10—13°, к суше — до 20—30°.



Фиг. 4. Ископаемый пляж. Южный берег Азовского моря, аккумулятивная терраса у ст. Голубицкой.
Обозначения те же, что на фиг. 2

Размеры слоев в сериях — от миллиметровых в случае песка до сантиметровых в случае раковинного детрита и ракушки. Они образуют пакеты мощностью 5—25 *см*, состоящие из песка, песка с прослоями рудных минералов, песка с раковинным детритом и раковинного детрита. Два-три или несколько пакетов слагают серию слоев с одним и тем же углом наклона. Размер частиц в пакетах более или менее однородный, в сериях он увеличивается сверху вниз. Общее погрубение материала в сериях наблюдается в двух направлениях: сверху вниз и от штормового вала к урезу воды.

Между сериями слоев одного и того же наклона наблюдаются резкие контакты в результате паузы в осадконакоплении или размыва. На размытой поверхности накапливается крупный раковинный детрит, ракушка, иногда водоросли (фиг. 5, 6) [1].

Наблюдение слоистости в каждой отдельно взятой серии наклоненных слоев необходимо вести в двух взаимоперпендикулярных сечениях — по падению и по простиранию. Применительно к отложениям пляжа — это поперечный и продольный разрезы Иногда также желательно наблюдать их и в горизонтальном срезе.

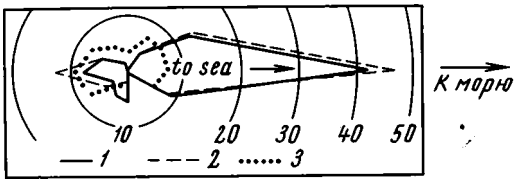
В разрезах пляжей по этим двум направлениям часто обнаруживаются слои и их серии, обладающие заметным наклоном в обоих сечениях, и, следовательно, простирающиеся не параллельно береговой линии. Таким образом, при любом направлении расчистки неизбежно попадается некоторая часть слоев, рассеченная неудачно — не по падению и простиранию. К числу отклоняющихся от нормы принадлежат не только слои, отложившиеся при ином направлении береговой линии, но и отложения желобов стока и временных акваторий, образуемых водами, перебрасываемыми прибоем через пляж.

---

[1] В подводной части пляжа наблюдается чередование слоев, пологонаклоненных к морю (образуются при сильном волнении), и слоев с мелкой прерывисто-волнистой слоистостью типа ряби мелководья (возникает при слабом волнении и штиле).

При изучении слоистости пляжевых осадков мы стремились получить объективные данные о положении слоев и межсерийных швов в пространстве. Для этой цели в расчистках с двумя вертикальными стенками, сходящимися под прямым углом, и, по возможности, располагающимися вдоль и поперек береговой линии, производились замеры азимутов и углов видимого падения каждого слоевого шва в двух стенках. В дальнейшем эти замеры обрабатывались с помощью кальки и сетки Вульфа.

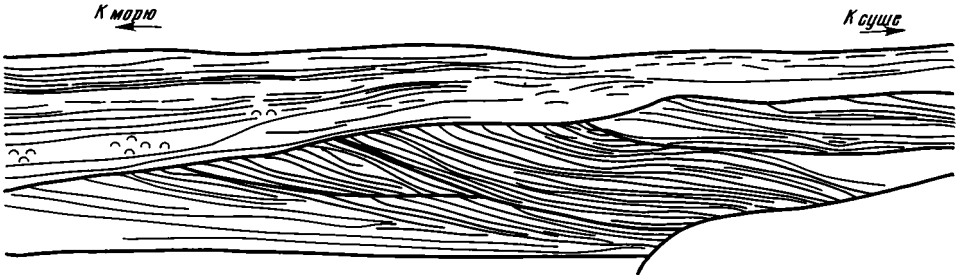
Для определения истинного азимута и угла падения по двум видимым падениям осуществляется следующая операция. На окружности сетки Вульфа, считая от правого конца экватора против часовой стрелки, обозначаем цифрами десятки градусов. Отметив на кальке центр и правый конец экватора, поворачиваем кальку вокруг центра сетки так, чтобы пометка конца экватора совпала с азимутом первого измеренного видимого падения, и, считая справа вдоль экватора к центру сетки, отсчитываем угол видимого падения и ставим на кальке точку. Проделываем ту же операцию со вторым видимым падением слоя. Вращая кальку вокруг центра сетки, помещаем обе точки на один меридиан в правой половине сетки. Против пометки экватора на кальке читаем азимут истинного падения слоя, а считая от окружности до этого меридиана, определяем величину истинного угла падения.



Фиг. 5. Диаграмма-роза азимутов и наклона слоев:

1 — частота встречаемости азимутов падения (в %); *2* — средние значения наклона слоев по секторам (в %); *3* — средний угол наклона (градус)

По массовым замерам строим розы-диаграммы (см. фиг. 5), разделяя круг на двенадцать секторов по 30°. Для современных пляжей границы секторов следует ориентировать так, чтобы одна из биссектрис секторов совпала с направлением береговой линии. При соблюдении этого условия на графике четко вырисуются два максимума встречаемости азимутов падения слоев, соответствующие наклону слоев к морю и к суше (пунктиром показаны средние значения наклона слоев по секторам).



Фиг. 6. Деталь слоистости песчаного пляжа, изображенного на фиг. 1.
Рисовано по фотографии

С помощью такой диаграммы мы получаем возможность: а) объективно отразить встречаемость наклонов слоев и их крутизну по отношению к странам света и береговой линии; б) выяснить, соответствовало ли положение береговой линии во время отложения пляжевых осадков ее современному положению и как оно изменилось; в) обнаружить слои, не укладывающиеся в ранее отмеченную закономерность, и таким образом глубже подойти к анализу условий формирования пляжевой слоистости.

Кроме того, мы получаем объективный критерий для распознавания древних пляжевых отложений по характеру их слоистости и возможность определения древней береговой линии и направлений к морю и суше.

3. УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПЛЯЖЕЙ И МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ КОСОЙ СЛОИСТОСТИ

Формирование пляжевых осадков происходит в результате деятельности волн. Во время шторма пляж смывается и вырабатывается наиболее пологий профиль его поверхности. Значительная часть песчаного материала переходит во взвешенное состояние и выносится за пределы действия прибойного потока, откуда он может быть возвращен слабым прибоем за большой промежуток времени. Смыву пляжа содействуют большая высота и короткий период волн, нагон воды и насыщенность водой пляжевых осадков, что ведет к незначительному впитыванию ее надводной частью пляжа и возрастанию интенсивности обратного потока. В этих условиях только в узкой зоне заплеска существенно сказывается положительное неравенство импульсов прибойных

и сточных потоков и идет образование штормового вала. Часть воды перебрасывается через пляж полного профиля и намываются слои внешнего склона, крутонаклоненные к суше.

Превращение ветровых волн в зыбь и ее ослабление, происходящее при понижении уровня, приподнятого ветровым нагоном во время шторма, и увеличение фильтрации в пески надводной части пляжа, приводят к тому, что обратный поток начинает существенно уступать в силе прямому (прибойному) потоку — начинается аккумуляция. На всей поверхности пляжа отлагаются серии пологонаклоненных к морю слоев, образуется выпуклая поверхность пляжа. Таким образом возникают пологие слои, наклоненные в сторону моря, и крутые слои, наклоненные к суше в штормовом валу.

Волны средних и слабых волнений, подходя к берегу под разными углами, размывают (в период усиления волнения) и наращивают (в период ослабления волнения) нижнюю и среднюю части пляжа, образуя прислоненные серии слоев, наклоненные к морю под более крутыми углами.

В процессе неоднократного действия шторма, сильного и слабого волнения, происходит перестройка пляжа: серии осадков, крутонаклоненных к суше и полого — к морю, срезаются и перекрываются сериями осадков пологонаклоненными к морю и т. д. Таким образом возникает пляж с характерной для него диагональной слоистостью.

Однако это один из способов образования пляжа, но не единственный. В условиях мелководного Азовского моря с глубинами у берега от 0,5 до 2—3 *м*, в мелководной зоне (параллельно берегу) протягиваются подводные песчаные валы. В одних случаях имеется только один-два вала, в других — серия из 3—5 валов, расположенных на расстоянии 10—20, 50—60 и даже 100—150 *м* от берега. Во время шторма или сильного волнения они обозначаются полосами забурунивания волн. Валы возникают и постепенно перемещаются к берегу (поперечный поток наносов), причленяясь к пляжу. Движение песчаных валов изучали океанологи на Анапском побережье Черного моря (в условиях несколько более глубоководных, чем в Азовском море). Пляжи такого типа наблюдались нами на южном берегу Азовского моря у ст. Голубицкой, в Казантипском заливе и некоторых других местах. В рельефе такого пляжа имеется два-три вала, в разрезе две-три серии слоев крутонаклоненных к суше (см. фиг. 3).

В момент наших исследований (сентябрь 1963 г.) в Казантипском заливе наблюдалось причленение к пляжу очередного подводного песчаного вала (пляж Казантипского залива состоит из двух валов).

Вероятно, оба способа образования пляжа действуют одновременно. Это видно по многим разрезам пляжевых осадков.

Фиг. 7. Диаграмма-схема косой слоистости пляжевого типа:
1, 2, 3 — серии слоев шторма и сильной волны; *4, 5* — слабой волны

В свете вышеизложенного становится ясным механизм образования пляжей и косой слоистости пляжевого типа. Пляжевая слоистость представляет собой чередование серий пологонаклоненных к морю слоев со слоями, более крутонаклоненными к суше. Причем, серии пологонаклоненных слоев располагаются друг над другом и смещены друг относительно друга, как чешуи. Эти серии по горизонтали (к морю) и по вертикали (вниз) приобретают все бо́льшую и бо́льшую крутизну, а по направлению к берегу сменяются сериями слоев, крутонаклоненных к суше. Такие серии в разрезах пляжей могут чередоваться (фиг. 7). Причиной образования слоистости является действие волн, сочетание волн больших и малых, приходящих к берегу под разными углами, периодов усиления волнения и ослабления — абразии берега, поперечного и продольного перемещения наносов, поставляющих материал для формирования пляжевых отложений.

Диагональная слоистость пляжевого типа сходна со слоистостью баров. Это генетически сходные, если не тождественные образования. Многие пляжи образуются путем перемещения и причленения подводных песчаных валов — своеобразных зачаточных баров. Здесь имеются все элементы косой слоистости пляжевого типа: серии пологонаклоненных к морю слоев и крутонаклоненных к лагуне — суше.

Но даже в случае иного способа образования пляжа, пляж пологого профиля со штормовым валом и ложбиной между ним и коренным берегом напоминает бар. В ископаемом состоянии различать эти два типа слоистости весьма трудно.

Пляжевые отложения переходят в ископаемое состояние при опускании (трансгрессии) и стабильном положении уровня моря. Они захороняются в аккумулятивных террасах и косах (Азовское море). Пляжевые отложения могут сохраняться и при поднятии (регрессии) на поверхности морских террас.

Примером ископаемых пляжевых осадков являются ископаемые пляжи аккумулятивных террас и кос Азовского моря (четвертичные), некоторые горизонты полтавской серии Украины (неогеновые) (Ремизов, 1957). Можно предположить, что некоторые, а может быть и многие, ракушечниковые и детритусовые известняки неогена юга европейской части СССР и Крымско-Кавказской области образовались именно таким путем.

ЛИТЕРАТУРА

Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород. Тр. геол. ин-та АН СССР, вып. 59, 1962.

Логвиненко Н. В., Ремизов И. Н. Современное осадконакопление (осадки пляжа) на северном берегу Азовского моря. Сб. «Дельтовые и мелководно-морские отложения». Изд. АН СССР, 1963.

Логвиненко Н. В., Ремизов И. Н., Бергер М. Г. Некоторые особенности накопления и терригенно-минералогическое районирование современных отложений береговой зоны Азовского моря. Докл. АН СССР, т. 159, № 3, 1964.

Лонгинов В. В. Некоторые закономерности развития галечниковых пляжей.— Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 10, 1954.

Ремизов И. Н. Находка ископаемых ручейников сем. Molannidae в песках полтавской серии Украины. Учен. зап. Харьковск. ун-та, т. 93, Зап. геол. фак., т. 14, 1957.

Трофимов В. С. Условия образования дельтовых и прибрежно-морских россыпей полезных ископаемых. Сб. «Дельтовые и мелководно-морские отложения». Изд. АН СССР, 1963.

Щербаков Ф. А., Павлидис Ю. А. Характер слоистости пляжевых отложений.— Литология и полезные ископаемые, № 4, 1964.

Госуниверситет
Харьков

Дата поступления
1.IV.1966

УДК 549.1

ИНГИБИТОРЫ И СТИМУЛЯТОРЫ В ЛИТОГЕНЕЗЕ

(постановка вопроса)

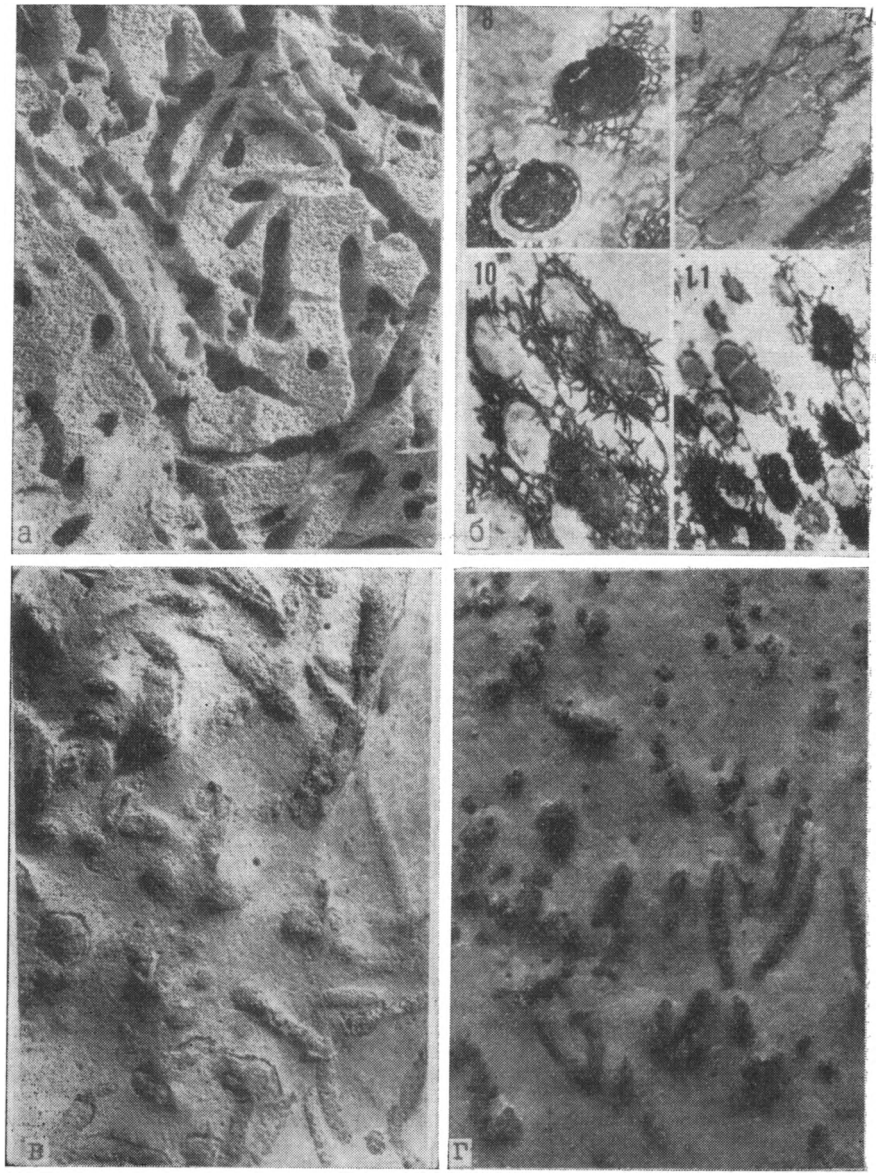
Г. И. БУШИНСКИЙ

В химии, химической технологии, биологии и медицине известно много случаев, когда пересыщенные растворы или неравновесные смеси неопределенно долгое время находятся в стабильном состоянии. Часто химические реакции в неравновесных средах идут медленнее, чем это можно ожидать на основании термодинамики процесса. Найдены разнообразные катализаторы, изменяющие направление и скорость химических реакций. Катализаторами могут быть твердые, жидкие и газообразные вещества. Концентрация вещества, способного производить каталитическое действие, может быть небольшой, порядка 0,001%, а иногда и меньше. Например, в присутствии 10^{-14} *г* меди в 1 *мл* водного раствора скорость окисления сульфита натрия заметно возрастает. Вещества, ускоряющие химические реакции, называются катализаторами, положительными катализаторами или стимуляторами, а замедляющие их — отрицательными катализаторами или ингибиторами. Последние придают среде своего рода иммунитет, стойкость в отношении химических превращений.

Катализатор не изменяет положения химического равновесия, но ускоряет его достижение. Направление реакции, происходящей под влиянием того или иного катализатора, термодинамически не всегда самое выгодное из имеющихся возможных. Так, этиловый спирт в присутствии окиси алюминия разлагается преимущественно на этилен и воду, а в присутствии меди идет дегидрогенизация спирта. Таким образом, катализаторы обладают еще свойством избирательного действия.

Активность катализатора может быть значительно повышена добавлением веществ, которые сами по себе не обладают заметными каталитическими свойствами. Такие вещества называются промоторами, или активаторами.

К числу катализаторов относятся многие тяжелые металлы, окислы и соли переходных металлов и другие легко окисляющиеся и легко восстанавливающиеся соединения, а также кислоты, кислые соли, глины, окислы алюминия и др. Для литологии, имеющей дело с биогенными процессами, интерес представляют биологические катализаторы или стимуляторы: ферменты, гормоны, витамины и энзимы. К ингибиторам относятся ферментные яды, угнетающие активность ферментов, такие как фтористый натрий и фосфорорганические соединения. По ингибиторам окисления различных веществ имеется многочисленная литература. Катализаторы широко применяются в химии для присоединения или отщепления водорода и воды, т. е. для гидрогенизации и дегидрогенизации, для гидратации и дегидратации.



Следы проявления ингибиторов и стимуляторов

а — внешняя поверхность кремневой конкреции, образовавшейся путем окремнения мела, изрытого ходами илоядов; окремнение вещества ходов не происходило или было слабым, ув. 2, коньякский ярус, Славянск; *б* — электронномикроскопические фотографии, показывающие окостенение бактерий; *8* — окостенение Bacterionema matruchottii, после прививки прошло 110 дней, видно проникновение гидроксилапатита и во внеклеточное пространство; *9* — выделение иголочек гидроксилапатита у поверхности бактерии Veillonella, после прививки прошло 35 дней; *10* — дальнейшее окостенение вне и внутри клетки той же бактерии; *11* — деление бактерии Veillonella с кристаллами гидроксилапатита на ее поверхности; *в* — внешняя поверхность кремневой конкреции, образовавшейся путем окремнения мела, изрытого ходами илоядов; окремнение вещества ходов более интенсивное, чем вмещающего мела, ув. 2, коньякский ярус, Славянск; *г* — ходы илоядов, избирательно замещенные соединениями марганца (черное), нат. величина, Мангышлак, фото Е. С. Тихомировой

Синтез многих неорганических веществ осуществляется тоже при помощи катализаторов. К синтезу этого рода относится окисление SO_2 в SO_3 и синтез аммиака. На основе этого синтеза работают две крупные отрасли промышленности: сернокислотная и азотнотуковая.

В геологии высказано много гипотез о происхождении нефти и горючего газа под влиянием глин как катализаторов. Однако они пока не имеют строгих доказательств, хотя возможность каталитического действия глинистых минералов никто не отрицает.

Интересна и загадочна возможность действия катализаторов в литогенезе при образовании, распределении и разрушении неорганических соединений.

При изучении процессов литогенеза мною встречено несколько случаев, которые трудно объяснить иначе как действием ингибиторов и стимуляторов. К таким случаям относится осаждение кремнезема, карбонатов кальция и марганца и фосфатов кальция (Бушинский, 1954).

Аутигенные минералы кремнезема в меловых отложениях Русской платформы представлены опалом (кристабалитом), халцедоном и кварцем. Опал слагает толщи опок и трепелов и составляет примесь многих глин и мергелей. Все эти породы содержат следы ходов разнообразных илоядных животных. Ходы сечением 1,5—2 *мм* обычно более плотные, содержат больше опала, чем окружающая глинисто-опаловая масса. При выветривании эта масса вымывается, а более устойчивые ходы сохраняются, напоминая спутанный шпагат или спутанную проволоку.

Халцедон, кварц и частью опал слагают кремневые конкреции или цементируют песчаники. Образование конкреций происходит путем замещения мела кремнеземом в позднюю стадию диагенеза. Мел тоже пронизан разнообразными ходами илоядов. Окремнение мела и вещества различных ходов происходило избирательно. Ходы диаметром 0,5—0,8 *мм* (точечные в разрезе) окремнялись частично у поверхности конкреции и полностью в ее средней части. Некоторые более крупные ходы толщиной 1,5—2 и 2—3 *мм* не окремнялись. Такие ходы нередко пронизывают конкрецию, придавая ей вид источенной сверлящими организмами (см. фототабл., *а*). Ходы таких же размеров, но принадлежащие, вероятно, другим организмам, окремнялись более интенсивно, чем вмещающий мел. Следы таких ходов имеют вид кремневых валиков на поверхности конкреций (см. фототабл., *в*).

Огромное количество разнообразных ходов илоядных животных заключено в глинистом мелу и мергелях. Следы их прекрасно видны при проявлении. Одни из них содержат кальцита больше, другие меньше, чем вмещающая порода. Эти различия, возможно, объясняются избирательным осаждением или растворением кальцита в различных ходах, но не исключена возможность и других причин.

В фосфоритах явление избирательной фосфатизации известно давно. Результатом ее являются псевдоморфозы замещения и выполнения. Многие из этих псевдоморфоз связаны с разлагающимся органическим веществом, стимулировавшим фосфатизацию. Это — псевдоморфозы выполнения полостей раковин моллюсков, брахиопод и фораминифер, псевдоморфозы замещения арагонита и кальцита, слагающего эти раковины, а также замещение вещества древесины, губок и т. д. Более полное замещение арагонитовых створок моллюсков, по сравнению с кальцитовыми, возможно, связано с повышенным содержанием в них органического вещества.

Легко подвергаются фосфатизации копролиты или экскременты морских животных. Установлена копролитовая природа фосфоритов, найденных в желудке ихтиозавров. В фосфоритоносных толщах часто встречаются мелкие фосфатизованные копролиты размером 0,1—0,3 *мм* в диаметре. Много таких копролитов рассеяно в сантонских песках Пензенской области. Формы и размеры их довольно разнообразны и свидетельствуют о принадлежности этих образований к продуктам мелких морских животных. В данном случае важно, что фосфат кальция избирательно осаждался в копролитах, а не рассеивался в осадке.

Встречаются также и фосфоритовые конкреции с избирательной фосфатизацией мела, изрытого ходами илоядов. Слой таких конкреций залегает в кампанском мелоподобном мергеле севернее Белгорода. Поверхность их усеяна ямочками диаметром 1—2 *мм* и 2—5 *мм* глубиной, а иногда и больше. Ямочки соответствуют ходам илоядов, пронизывающих мел и тот участок мела, который был фосфатизован с образованием фосфоритовой конкреции. У ее поверхности интенсивность фосфатизации, вероятно, была слабая, так что фосфатизации подверглась только основная часть мела, а слагающий ходы илоядов мел остался нефосфатизованным. В сеноманских песках Курской области встречаются крупные серые грубопесчанистые фосфоритовые конкреции, так называемые «сиваки», у которых фосфат осаждался преимущественно в ходах пескожилов и пескоядов.

«Все эти факты позволяют предполагать, что современное различие в составе ходов обусловлено особенностями заключавшегося в них органического вещества, которое по разному воздействовало на миграцию кремнезема, карбоната кальция и фосфатов, способствуя то их растворению, то осаждению» (Бушинский, 1965, стр. 193—194). Теперь можно сделать вывод, что среди этих веществ были ингибиторы и стимуляторы. Ингибиторы задерживали осаждение кремнезема, кальцита, курскита и франколита, а стимуляторы, наоборот, способствовали их осаждению.

В работе М. М. Мстиславского, Л. С. Столярова и Е. С. Тихомировой (1966) описана глина из узунбасской свиты майкопской толщи Мангышлака. В ней отчетливо

видны выделения пирита по ходам илоядов. Из этой же свиты Е. С. Тихомирова предоставила мне образцы марганцовистого мергеля, отобранные в краевой зоне Мангышлакского месторождения марганца. В этих образцах ходы илоядов черные, выполнены окислами марганца, первично осажденного, вероятно, в форме карбоната (см. фототабл., *г*). Скорее всего, и в майкопе Мангышлака осаждение пирита и марганцевого карбоната происходило благодаря стимуляторам.

Экспериментальное изучение влияния ингибиторов и стимуляторов на осаждение фосфата кальция карбонатгидроксилапатита имеются в работах Мак-Коннела, Фрейолы и Димера (McConnell a. others, 1961). Эти авторы провели две серии опытов по искусственному получению зубного камня, представляющего карбонатгидроксилапатит или даллит. Опыты производились в открытых сосудах, в которые опускался и поднимался при помощи моторчика стеклянный грузик.

В первой серии опытов раствор состоял из слюны, собранной у людей, в полости рта которых отлагался зубной камень. В первом опыте осадок даллита появился на поверхности грузика в течение пяти дней. Во втором опыте энзим был удален из слюны путем ее кипячения. Из этого раствора даллит не осаждался. В третьем опыте к прокипяченной слюне добавлен энзим ангидраза карбоника — осадок снова появился. В четвертом опыте к этой жидкости добавлен ингибитор сульфаниламид. Действие энзима стимулятора было подавлено — даллит не осаждался.

Для второй серии опытов был приготовлен искусственный водный раствор фосфата натрия и хлористого кальция. Затем через него пропускали CO_2 до установления pH 7,5. Ингибитор и энзим были те же. Из раствора без энзима даллит не осаждался, а с энзимом осаждался. При добавлении ингибитора в раствор с энзимом влияние последнего было подавлено — осаждение даллита не происходило.

Из этих опытов Мак-Коннел (McConnell, 1965, 1966) сделал вывод, что физико-химические условия, необходимые для осаждения фосфатов, вероятно, не могут быть выражены только на основании теории неорганической химии. Даже в случае пересыщения раствора фосфатами осаждение их может быть задержано ингибиторами.

Опыты Мак-Коннела и др. были повторены Бахром и Тротцем (Bachra, Trautz, 1962), но в закрытом сосуде путем настаивания. Фосфат в этих сосудах не осаждался даже из раствора с концентрацией P 50 *мг/л* и pH 7,3. В другом опыте раствор ангидразы карбоники был инактивирован путем его упаривания досуха при $t=110°$.

В сосуд, содержащий этот сухой энзим, был влит фосфатный раствор такого же состава, как и в первом опыте. Через 3—4 дня в нем образовалась пленка, состоящая преимущественно из апатита. На основе этих данных авторы высказали предположение, что ангидраза карбоника не может быть стимулятором при осаждении фосфата кальция.

На это замечание Мак-Коннел и др. (McConnell a. others, 1962) ответили, что Бахра и Тротц производили свои опыты в условиях «отличных от наших» и поэтому не могли получить тех же результатов. В природе, возможно, ангидраза карбоника выделяется в результате жизнедеятельности грибков или бактерий.

Опыты по осаждению гидроксилапатита бактериями производились из искусственных растворов и в живом организме.

А. А. Риззо и др. (Rizzo a. others, 1963) наблюдали окостенение разных видов бактерий, привитых в брюшную полость белых мышей. Для микроскопического изучения привитые бактерии были фиксированы сбуферованным OsO_4, обезвожены спиртом и заключены в метакрилат. Срезы метакрилата с бактериями приготовлены на микротоме LKB и окрашены уранил-ацетатом. В привитых бактериях рентгеноструктурным анализом обнаружены кристаллы гидроксилапатита. Формы выделения этих кристаллов хорошо видны на электронномикроскопических снимках (см. фототабл., *б*).

Аналогичные результаты были получены с Bacterionema matruchottii в условиях искусственного раствора (Ennever, 1963). Состав его следующий: воды — 1 *л*, NaCl — 4,09; $NaHCO_3$ — 1,85; Na_2HPO_4 — 0,55; $CaCl_2 \cdot 2H_2O$ — 0,15; KCl — 0,37 *г* pH — 7,4.

После 10 дней в клетках бактерий выделился гидроксилапатит, что доказано рентгеноструктурным анализом и электронномикроскопическими снимками.

Как видно, некоторые бактерии обладают способностью осаждать гидроксилапатит из устойчивого насыщенного раствора фосфата кальция и натрия. Возможно, что осаждение этого минерала происходило благодаря стимуляторам, которые выделялись бактериями.

В морских илах, где происходят различные процессы диагенеза, иногда сопровождающиеся осаждением руд фосфора, железа и марганца, содержится большое количество разнообразных органических веществ. Их природа и распространение еще не изучены. Какие из них являются ингибиторами, какие стимуляторами для осаждения рудных и нерудных компонентов осадка и для образования различных минералов моря — также не ясно. Загадочна их роль в происхождении нефти и горючих газов.

Образование ингибиторов и стимуляторов, вероятно, связано не только с накоплением того или иного вида органического вещества, но и с жизнедеятельностью определенных микроорганизмов в определенных условиях. Интересно знать, какие агенты ускоряют или замедляют процессы диагенеза — катализаторы или непосредственно микроорганизмы. Эти вопросы также не изучены.

Не менее сложен вопрос об осаждении, растворении и усвоении растениями фосфатов в почвах. Сложность этого вопроса хорошо показана в обобщающей работе А. Н. Илялетдинова (1966).

Как видно, даже такие легко доступные для исследования объекты как почва и полость рта заключают еще много загадочного в отношении равновесия фосфатов. Еще более загадочными являются труднодоступные для исследования объекты в виде морских илов или осадочных пород, в которых процессы диагенеза происходили миллионы лет назад. О них мы пока можем говорить только в общих чертах и лишь по некоторым вопросам довольно определенно.

В образовании фосфоритов ингибиторы и стимуляторы, несомненно, имели существенное значение (Бушинский, 1954, 1966). Вероятно, роль этих веществ велика и в накоплении марганцовых и железных руд. Возможно, что существование пересыщенных фосфатом грунтовых растворов на дне морей с концентрацией P_2O_5 до 7 *мг/л* зависит от присутствия ингибиторов. В таком случае ингибиторы должны интенсифицировать круговорот фосфора в море и мобилизовывать фосфор в почвах.

Таким образом, намечается новая проблема в литологии. Трудность ее состоит в том, что необходимо учитывать весьма малые количества возможных ингибиторов или стимуляторов.

ЛИТЕРАТУРА

Бушинский Г. И. Литология меловых отложений Днепровско-Денецкой впадины. Изд. АН СССР. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 156, 1954.

Бушинский Г. И. О происхождении морских фосфоритов. — Литология и полезные ископаемые, № 3, 1966.

Мстиславский М. М., Столяров А. С. и Тихомирова Е. С. Литологические особенности майкопских отложений южного Мангышлака — Литология и полезные ископаемые, № 4, 1966.

Илялетдинов А. Н. Биологическая мобилизация минеральных соединений. Алма-Ата. Изд. «Наука», 1966.

Bachra B. N., Trautz O. R. Carbonic anhydrase and pecipitation of apatite. Science, 137, N 3527, 1962, p. 337—338.

Ennever J. Microbiological calcification. Ann. N. Y. Acad. Sci., 109. art. I, p. 4—13, 1963.

McConnell D. Precipitation of phosphates in sea water. Econ. Geol., 60, pp. 1059—1062, 1965.

McConnell D. Shallow-water phosphorites. Econ. Geol., 61, p. 967—968, 1966.

McConnell D., Frajola W. J. and Deamer D. W. Relation between the inorganic chemistry and biochemistry of bone mineralization. Science, v. 133, N 3448, pp. 281—282, 1961.

McConnell D., Frajola W. J. and Deamer D. W. Carbonic anhydrase and precipitation of apatite. Science, 137, N 3527, p. 338, 1962.

Rizzo A. A., Scott D. B., Bladen H. A. Calcification of oral bacteria. Ann. N. Y. Acad. Sci., 109, Art. I, p. 14—22, 1963.

Геологический институт
АН СССР
Москва

Дата поступления
I.IX.1966

УДК 553.94 : 553.46 : 553.49

О ПРИЧИНАХ ОБРАЗОВАНИЯ АНОМАЛИЙ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ В ИСКОПАЕМЫХ УГЛЯХ

И. Н. СЕМАШЕВА

Буроугольное месторождение, на котором изучалось распределение элементов, представляет собой единую линзообразную залежь сложного строения, значительной мощности и протяженности. Участки с повышенными концентрациями металлов приурочены в основном к нижней части залежи и в плане имеют неправильные, извилистые очертания.

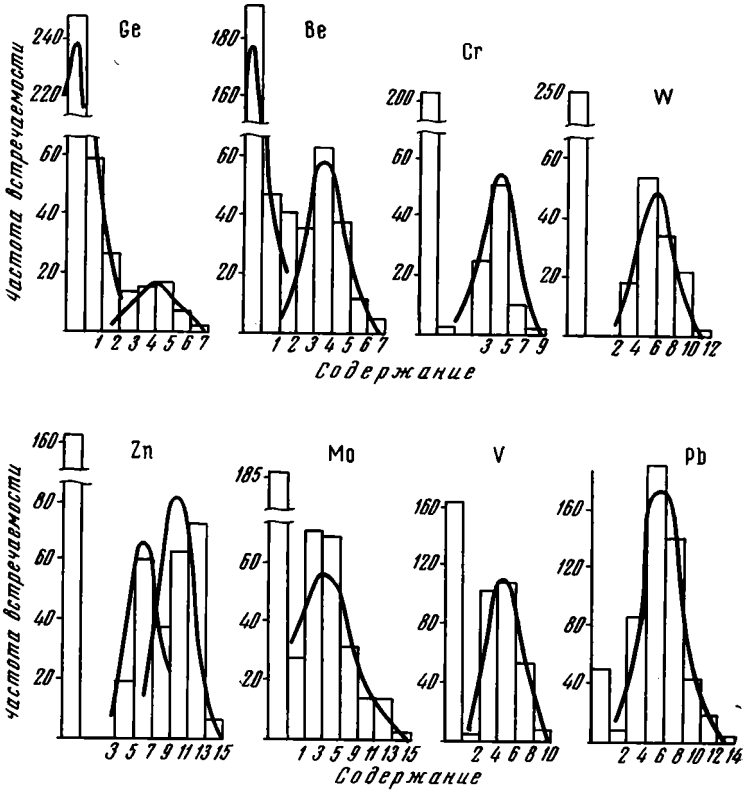
В исследовании использованы данные опробования на редкие элементы керна из скважин разведочного бурения, которое осуществлялось секционными пробами мощностью не более 1 *м*. Пробы анализировались спектральным полуколичественным методом.

В данном сообщении рассматривается распределение в углях 12-тяжелых металлов (Ge, Cr, Mo, W, Sn, Pb, Zn, V. Co, Ni, Be, Ag).

Для получения объективной характеристики их распределения изо всех скважин, пробуренных на полную мощность угольного пласта, методом случайного, бесповторного отбора (Венецкий и др., 1963) была произведена выборка из расчета 1 скважина на 1 *км*^{2} площади угольного пласта. Этими данными которые включают 596 проб,

была равномерно охарактеризована некоторая часть всего объема угольного пласта. Рассчитанные по полученным результатам средние показатели (среднее содержание, дисперсия, показатели асимметрии и эксцесса) в дальнейшем распространяются на всю угольную залежь.

Из таблицы видно, что средние концентрации в угле хрома, никеля, кобальта, ванадия и олова на 1—2 порядка ниже их кларка в осадочных породах (Виноградов, 1962).



Фиг. 1. Распределение содержаний и частот встречаемости Ge, Be, Cr, W, Zn, Mo, V, Pb

Концентрации германия, бериллия, свинца, цинка и серебра находятся на кларковом уровне, и лишь для вольфрама и молибдена отмечается некоторая обогащенность угля по сравнению с кларком. Вместе с тем на месторождении имеются участки с довольно высокими концентрациями Ge, Pb, Zn, Be, W и Mo. Поэтому, если для объяснения повышенных содержаний в угле вольфрама и молибдена возможно допустить их повышенный привнос из областей питания, то для образования аномалий германия, бериллия и других элементов такое объяснение исключено вследствие их низких средних содержаний в угле.

Из фиг. 1 и таблицы видно, что для восьми элементов, независимо от их средних содержаний, наблюдается одна и та же очень четкая особенность, а именно, распределение частот их содержаний резко неравномерно, что отражается в многовершинности гистограмм. Для этих элементов характерно, что преобладающее количество проб, соответствующее первому максимуму на каждой гистограмме, содержит концентрации элементов, близкие к нулю. Лишь в небольшом количестве проб, тяготеющих ко второму (а для цинка также и к третьему) максимуму, содержатся повышенные концентрации элементов.

Каждая проба характеризует примерно равный объем угля, поэтому количество проб, соответствующих первому максимуму (см. фиг. 1) будет пропорционально объему угля с низкими концентрациями элемента. Эти участки мы в дальнейшем именуем депрессиями. Количество проб, соответствующее второму (и последующим) максимуму, будет пропорционально объему угля с повышенными концентрациями элемента, т. е. аномалиям.

Распределение тяжелых металлов в углях изученного месторождения

Характеристика общего содержания элементов в угле				Характеристика аномалий				Параметры распределения логарифмов содержаний элементов						Примечание
элемент	общее количество проб	кларк в осадочных породах, по А. П. Виноградову	среднее содержание в угле, %	количество проб в аномалиях, штук	количество проб в аномалиях, %	количество металла в аномалии, % к его общему количеству в угле	обогащение аномалии по отношению ко всему углю—раз	$\bar{x}$	S	A	ε	$\frac{A}{\sigma_A}$	$\frac{\varepsilon}{\sigma_\varepsilon}$	
Ge	596	$2\cdot10^{-4}$	$1,5\cdot10^{-4}$	55	9,2	66,4	7,2	—2,9699	0,32	+0,6100	+0,0674	1,84	0,10	
Cr	596	$1\cdot10^{-2}$	$1,6\cdot10^{-4}$	91	15,3	80,5	5,3	—3,0293	0,32	+0,4144	±0,0590	1,61	0,10	
W	593	$2\cdot10^{-4}$	$1,3\cdot10^{-3}$	130	21,9	97,4	4,4	—2,4633	0,48	+0,2954	—0,7073	1,38	1,64	Параметры распределения рассчитаны для аномалий
Be	593	$3\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-4}$	155	27,9	85,7	3,0	—3,0443	0,28	+0,2345	±0,0397	1,24	0,10	
Zn_I				120	20,2	4,9	0,2	—2,3809	0,34	—0,1937	—1,1235	0,87	2,51	
Zn_{II}	596	$8\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-2}$	184	31,0	95,0	3,0	—1,3200	0,41	+0,1405	—0,9062	0,77	2,51	
Mo	593	$2\cdot10^{-4}$	$1,5\cdot10^{-3}$	231	37,3	97,1	2,6	—3,1421	0,77	+0,4567	—1,0499	2,80	3,23	
V	596	$1,3\cdot10^{-2}$	$1,1\cdot10^{-3}$	275	48,1	83,9	1,7	—2,8039	0,52	+0,6374	—0,9000	4,48	3,00	
Pb	596	$2\cdot10^{-3}$	$2,8\cdot10^{-3}$	498	81,9	99,7	1,2	—2,7711	0,54	+0,4880	+0,2755	4,43	1,25	
Ni	596	$9,5\cdot10^{-3}$	$1,4\cdot10^{-4}$	—	—	—	—	—3,9659	0,42	+0,8585	+1,2112	8,58	6,05	
Sn	593	$1\cdot10^{-3}$	$2,6\cdot10^{-5}$	—	—	—	—	—4,1332	0,31	+0,6721	+0,5296	6,72	2,65	
Co	596	$2\cdot10^{-3}$	$2,8\cdot10^{-4}$	—	—	—	—	—3,9139	0,45	+0,6066	—0,0849	6,06	0,43	
Ag	593	$1\cdot10^{-5}$	$5\cdot10^{-6}$	—	—	—	—	—4,1036	0,03	+0,3940	+0,5000	3,94	2,50	
Ge	—	—	—	—	—	—	—	—4,1108	0,25	+1,21	+2,86	12,1	14,3	Параметры распределения рассчитаны для депрессий
Be	—	—	—	—	—	—	—	—4,0890	0,05	+1,01	—0,3	8,42	1,25	

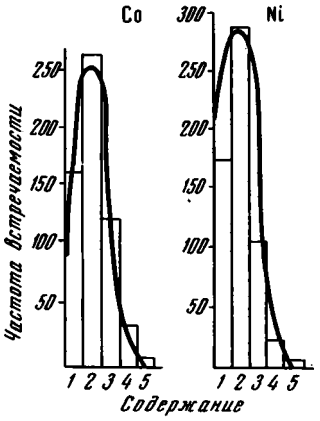
x — среднее арифметическое логарифмов содержаний; S — стандартное отклонение логарифмов; A и E—коэффициенты асимметрии и эксцесса; σ_A и σ_ε — стандартные отклонения коэффициентов асимметрии и эксцесса Zn_I — первая аномалия, Zn_{II} —аномалия.

Пересчет данных анализа показал, что основное количество металла для каждого из восьми (Ge, Cr, W, Be, Zn, Mo, V, Pb) элементов (66,4—99,7%) сконцентрировано в аномалиях, которые размещены в сравнительно небольшом объеме угля (8,2—81,9%) с обогащением аномалии элементом в 1,2—7,2 раза против его среднего содержания в угле (см. таблицу).

Таким образом, для каждого из отмеченных восьми элементов, независимо от того, находится ли он в угле в повышенном против кларка, кларковом или же в пониженном против кларка количестве, наблюдается стремление к стягиванию высоких концентраций в малом объеме угля. Причем характерно, что для этих элементов на месторождении практически отсутствуют фоновые концентрации. Вместо них, с одной стороны, имеются участки с резко пониженными — депрессионными — концентрациями, с другой — обогащенные участки, аномалии.

Можно допустить, что подобное размещение элементов возникло в результате их перераспределения внутри угольного пласта на одной из ранних стадий его развития. Однако такое допущение может быть справедливо лишь при условии достаточной подвижности элементов в угольном пласте (Софиев и др., 1964).

В таблице приведены данные проверки распределения логарифмов частот содержания элементов с нормальным законом при помощи отношений A/σ_A и E/σ_ε. Если эти отношения меньше трех, то гипотеза о логнормальном распределении считается подтвердившейся (Родионов, 1964).



Фиг. 2. Распределение содержаний и частот Co и Ni

Существует мнение, что логнормальный закон обусловлен явлением диффузий (Овчинников, 1964). Из приведенных данных видно, что Ge, Cr, W, Be и Zn распределены в аномалиях логнормально. Одновременно они образуют и наиболее контрастные аномалии с обогащением элементами от трех до семи раз. Поэтому можно думать, что отмеченные пять элементов относительно свободно перемещались в угольном пласте, концентрируясь на участках с наиболее благоприятными для сорбции условиями по законам диффузии.

О высокой подвижности германия свидетельствуют и экспериментальные данные по извлечению его из угля методом электродиализа (Софиев, 1964). Из них следует, однако, что на весь германий одинаково прочно связан с молекулой угля. Наиболее легко извлекались из него первые порции германия. С уменьшением концентрации элемента по мере извлечения подвижность его понижалась и выделение его из угля замедлялось. Объяснить это можно явлением необратимой сорбции. Таким образом, в условиях эксперимента прочность связи, а следовательно, и подвижность высоких и низких концентраций германия в угле различна.

При сравнении параметров распределения германия и бериллия[1] в депрессиях и аномалиях также наблюдаются существенные различия: если в аномалиях эти элементы распределены логнормально (см. таблицу), то в депрессиях, где их концентрации ничтожны, имеет место отклонение от логнормального закона. Учитывая экспериментальные данные, это также можно объяснить уменьшением подвижности элементов с падением их концентрации в угле. Другими словами, достижению наиболее естественной в условиях диффузии логнормальной закономерности при низких концентрациях элемента мешают силы необратимой сорбции, которые препятствуют миграции элементов в угле.

Молибден, ванадий и свинец образуют аномалии с небольшой степенью контрастности (1,2—2,7 раза), с распределением частот, отличном от логнормального. Это может свидетельствовать о несколько меньшей их подвижности по сравнению с первыми пятью элементами. И, наконец, из рассмотренных 12 элементов наименее подвижными в угле, по-видимому, являются Ni, Sn, Co, Ag, так как они не образуют на графиках ярко выраженных аномалий (фиг. 2).

Из сказанного следует, что высокие концентрации элементов в угольных пластах могут образоваться как за счет их повышенного привноса из окружающих пород, так и вследствие перераспределения внутри угольного пласта. Последний путь характерен для элементов, обладающих относительно высокой подвижностью в угольном пласте, в первую очередь для германия, и практически не зависит от среднего содержания элемента в угле.

Можно предположить, что основным путем образования участков с повышенными концентрациями тяжелых металлов в угольных пластах является их перераспределение из концентраций, близких к кларковым, с возникновением, с одной стороны, депрессий и, с другой стороны,— аномалий.

[1] Параметры распределения остальных элементов в депрессиях не были рассчитаны из-за недостаточной чувствительности спектрального анализа в области низких концентраций.

ЛИТЕРАТУРА

Венецкий И. Г., Кильдишев Г. С. Основы математической статистики (Учебн. пособие). Госстатиздат, 1963.

Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. Геохимия, № 7, 1962.

Овчинников Л. Н. Элементы примеси, как индикаторы процессов рудообразования и использование закономерностей их распределения при поисках и разведке рудных месторождений. В кн. «Химия земной коры». Т. 2. Изд. «Наука», 1964.

Родионов Д. А. Функции распределения содержаний элементов и минералов в изверженных горных породах. Изд. «Наука», 1964.

Софиев И. С., Горленко К. А., Семашева И. Н. О характере связи германия с веществом угля. Геохимия, № 4, 1964.

Институт геологии и геофизики,
АН УзССР,
Ташкент

Дата поступления
22.X.1965.

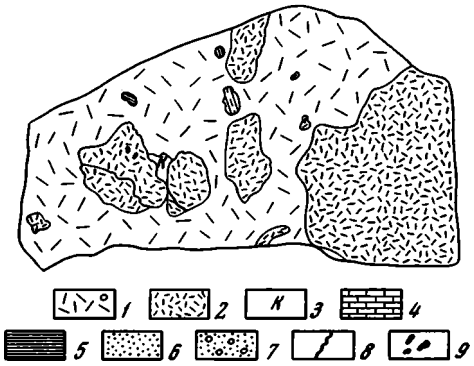
УДК 552.12

НОВЫЙ МЕТОД ИЗУЧЕНИЯ ЛИТИФИЦИРОВАННЫХ ПСЕФИТОВ ПО КЕРНУ

В. И. ТУЖИКОВА

Необходимость изучения вещественного состава, морфологии обломков и текстурно-структурных особенностей псефитов при геологических исследованиях с целью решения вопросов стратиграфии, палеогеографии, тектоники, инженерной геологии общеизвестна.

Методике изучения галек и грубообломочных пород посвящено немало работ у нас и за рубежом. Но они касаются в основном исследования рыхлых или слабосцементированных образований, из которых обломки могут быть легко извлечены и подвергнуты морфометрическим, петрографическим и прочим анализам.



Фиг. 1. Развертка-зарисовка керна лавобрекчии из анохинской свиты. Уменьш. в 4 раза

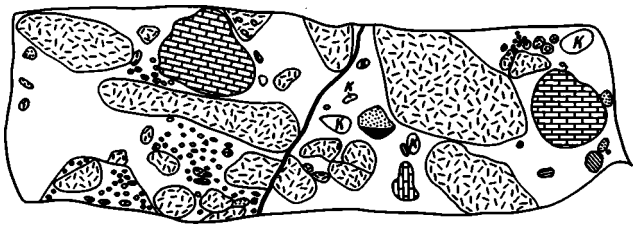
1 — лава основного состава темно-серая; *2* — базальты серые с зеленоватым оттенком; *3* — яшмовидные породы, кремни; *4* — известняки; *5* — сланцы глинистые, песчано-глинистые, кремнистые, тальково-хлоритовые и др.; *6* — песчаники серые, зеленовато-серые, бурые, красные и пестроцветные; *7* — гравийные песчаники; *8* — трещины в гальках и керне; *9* — миндалины и «пустоты» в эффузивах, заполненные битуминизированными минеральными образованиями

А. В. Хабаков (1933) разработал методику комплексного изучения конгломератов, без применения которой в настоящее время не обходится, пожалуй, ни один геолог, ведущий детальные исследования в открытых районах. При изучении грубообломочных пород в закрытых районах, где естественные обнажения отсутствуют или встречаются редко, геологу приходится иметь дело главным образом с керном литифицированных горных пород, из которых невозможно выделить обломки без нарушения их целостности. Искусственные обнажения здесь для исследования очень малы по своей площади.

Автор с 1954 г. применяет собственный метод изучения псефитов по керну. Как показала практика, этот метод позволяет просто, сравнительно быстро и точно, а также полнее решать основные вопросы литологии псефитов, чем при обычно практикуемом методе визуального изучения керна даже с применением набора картограмм для определения процентного содержания компонентов. Поэтому считаем целесообразным ознакомить с ним геологов, занимающихся изучением осадочных пород. Сущность метода сводится к следующему.

При полевом послойном описании пород намечаются представительные интервалы разреза, характеризующие слои, горизонты или свиты. Керн с выбранных интервалов тщательно промывается водой для удаления с его поверхности случайных примазок и остатков бурового раствора, затушевывающих детали строения пород, затем керн просушивается.

Для последующей операции удобно иметь куски керна длиной не больше 25—30 *см*. Общая же длина колонки керна, подвергаемого детальному анализу из каждого слоя, определяется исследователем конкретно для каждого случая, исходя из



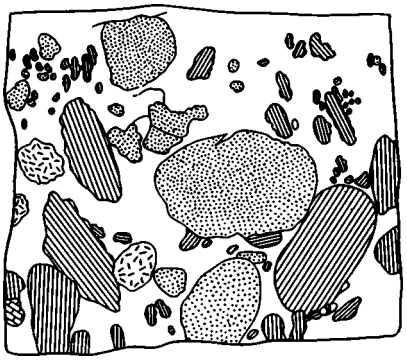
Фиг. 2. Развертка-зарисовка керна из нижней подсвиты калачевской свиты

Уменьш. в 4 раза. Условн. обозн. см. на фиг. 1

гранулометрического состава псефитов. Мы придерживались известной нормы, принятой при изучении конгломератов, и брали такую длину столбика керна из слоя, при которой учету подвергалось не менее 150—200 галек.

После подготовки керна обрабатывается бумажная калька: на одну из ее сторон ватным тампоном наносится рипудин или растительное масло (для придания кальке прозрачности). От кальки отделяют кусок таких размеров, чтобы на нем можно было сделать полную развертку изучаемого образца керна. Этим куском плотно обволакивают столбик керна, причем смазанная сторона кальки должна быть обращена к керну.

Неподвижное положение кальки на керне достигается тем, что поверх нее надеваются два-три кольца, изготовленные из плоской узкой резинки, которые по мере надобности могут легко перемещаться вдоль оси керна.



Фиг. 3. Развертка-зарисовка керна из верхней подсвиты калачевской свиты

Уменьш. в 4 раза. Условн. обозн. см. на фиг. 1

После закрепления кальки на керне на нее карандашом переводят контуры керна и всех галек, а также различимые и нужные текстурные и структурные знаки породы.

Затем кальку с керна снимают, контуры и знаки, обведенные карандашом, закрепляют тушью. Гальки на кальке индексируют порядковым номером и заносят в журнал по петрографической принадлежности.

Следующим этапом работы является замер общей площади боковой (цилиндрической) поверхности керна и площади сечения каждой учтенной гальки. Площади определяются путем подведения под кальку миллиметровки. Все замеры заносятся в журнал выработанной простой формы (см. приложение). В случае, если необходимо получить более точные данные по определению процентного соотношения компонентов, составляющих породу, в лабораторных условиях по зарисовкам-разверткам керна можно произвести измерения с помощью планиметра.

После этого гальки, как и цементирующую их массу, раскрашивают цветными карандашами в тон, соответствующий их естественной окраске, и индексируют буквами по их петрографической принадлежности.

Сгруппировав данные замеров площадей сечения галек по петрографическому составу, определяют для каждой петрографической разновидности галек общую, максимальную, минимальную и среднюю площадь, занимаемую ими.

Суммируя замеренные площади сечения галек разного состава, получаем общую площадь, составляемую гальками,— T_1. Вычитая эту площадь из общей площади развертки керна T, получаем площадь, занимаемую цементом — T_2.

Для упрощенного гранулометрического анализа псефитов определяем наибольшие значения измерений, т. е. условную длину галек, контролирующую прохождение их через отверстия сит при производстве механического анализа рыхлых пород. Одновременно с этим изучаем форму отдельных обломков и степень их акатанности, подобно тому как это делается при изучении псаммитов в плоскопараллельных шлифах под микроскопом.

Полученные таким путем данные позволяют определить: 1) процентное соотношение в псефитах цемента и включений; 2) процентный состав петрографических разновидностей галек; 3) зависимость размеров и степени окатанности галек от их петрографического состава; 4) гранулометрический состав псефитов. Кроме того, по развертке-зарисовке керна, как по фотографии, можно судить о характере распределения включений в цементе, о соотношениях между гальками и слоистостью, и т. п.

Таким образом, в распоряжении геолога оказываются необходимые цифровые данные для количественной характеристики петрографического состава псефитов и точно воспроизведенная развертка-зарисовка их керна. После этого из керна можно извлечь отдельные гальки и кусочки цемента для изготовления шлифов, по которым контролируется полевое определение их петрографической принадлежности, а также для палеонтологических и прочих исследований.

Проанализировав таким образом псефиты из разных слоев, горизонтов и свит в разных пунктах их распространения, исследователь получит относительно полную количественно-качественную характеристику, которая поможет решению других вопросов, возникающих при восстановлении геологической истории развития района.

Так, применив данную методику изучения псефитов из различных свит триасовых отложений Буланаш-Елкинского района, мы получили следующие данные (табл. 1), характеризующие их вещественный состав (%).

Таблица 1

Характеристика вещественного состава псефитов из различных свит триасовых отложений Буланаш-Елкинского района

Свита	Содержание галек и цемента, %		Соотношение галек преобладающих разновидностей, %								
	цемент	галька	яшмовидные породы	кварц	кварцит	гранитоиды	базальты	зеленокаменные породы	метаморфические сланцы	известняки	песчаники
Калачевская (низ)	49	51	2	—	—	—	76	—	1	18	2
Калачевская (верх)	57	43	0,1	1	1	—	2	—	36	2	58
Елкинская	73	27	0,5	19	45	1	—	27	5	—	3
Буланашская	54	46	0,3	14	14	4	11	15	5	3	34
Бобровская	36	64	0,4	26	8	11	10	6	2	1	35

Примечания. Свиты, указанные в таблице, датируются: калачевская — ладинско-карнийским ярусом; елкинская — норийским, буланашская — норийско-рэтическим и бобровская — рэтическим ярусом.

Приведенные далеко не полные результаты изучения вещественного состава псефитов челябинской угленосной серии осадков Буланаш-Елкинского района, а также помещаемые ниже развертки-зарисовки керна (см. фиг. 1, 2, 3) отдельных образцов псефитов являются яркой иллюстрацией положительной разрешающей возможности применяемого метода.

Необходимо заметить, что развертки-зарисовки керна с приложением цифровых данных представляют собой своеобразный паспорт изученного интервала разреза и должны сохраняться до конца исследований по данной теме. Кроме того, они могут быть использованы и при работе над другими специальными вопросами, а поэтому желательно хранить их вместе с другими материалами первичной документации.

Предлагаемый вариант характеристики псефитов

Образец №_____, месторождение_____, скважина №_____, глубина_____ *м*, свита_____

Петрографическая принадлежность гальки	Базальты					Гранитоиды					Итого		Средние данные		Количество цемента $T_2=T-T_1$
общая поверхность керна, *см*² *T*	№ галек	площадь, *см*	наибольшее измерение гальки	форма гальки	окатанность, в баллах						учтенных галек	общая площадь галек — T_1	площадь галек	окатанность, в баллах	
215	1 7 16 29	... ...	... ...	... ...	... ...										
Всего	...	...	...	...	...										
Максимальные размеры галек	...	...	...	...	...										
Минимальные размеры галек	...	...	..	...											
Средние размеры галек	...	...	...	...	...										

ЛИТЕРАТУРА

Хабаков А. В. Краткая инструкция для полевого исследования конгломератов. Гос. научн.-техн.-геол.-развед. изд., 1933.

Институт геологии
Уральского филиала АН СССР
Свердловск

Дата поступления
27.VI.1966

УДК 550.4 : 552.574

ФОРМЫ МИГРАЦИИ ЭЛЕМЕНТОВ И РЕДКОМЕТАЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ УГОЛЬНОГО ВЕЩЕСТВА

Л. Я. КИЗИЛЬШТЕЙН

Учение о формах миграции элементов как важнейшем факторе, определяющем особенности их распределения в осадочных горных породах (Страхов и др., 1959; Страхов, 1962), является основой для анализа закономерностей редкометальной минерализации угольных пластов.

В торфяную стадию угольное вещество представляет собой поликомпонентную систему, состоящую из более или менее измененных растительных тканей, часть из которых (так называемые гелифицированные ткани) обладает высокой химической активностью, и минеральных частиц (золы) — обломков пород и минералов, привнесенных в торфяник. Вследствие этого уголь является естественным природным образованием, способным одновременно связывать (концентрировать) элементы, мигрирующие в виде тонких взвесей и в форме различного рода химических соединений. Некоторое количество элементов, поступившее в угольное вещество в результате его прижизненной аккумуляции растениями-торфообразователями, как это показывают многочисленные исследования, обычно незначительно, и им можно пренебречь.

Простейшим приемом, позволяющим физически разделить суммарное содержание элементов в угле на составляющие, связанные с различными формами миграции, является фракционирование измельченной пробы в тяжелых органических жидкостях. При соответствующем подборе удельного веса последних практически может быть выделено чистое органическое гелифицированное вещество, концентрирующее элементы, поступившие в торфяную залежь в химически активном состоянии (ионные и коллоидные растворы), и минеральная часть, содержащая элементы, связанные с механическими формами переноса.

Подобные исследования были проведены на материале одного месторождения Кавказа. Угольные пласты здесь приурочены к нижнеюрской толще, сложенной переслаивающимися аллювиальными и прибрежно-морскими осадками. Специфические особенности переслаивания указанных фациальных типов, их состав и текстура позволяют заключить, что формирование угленосных отложений и торфонакопление происходило на территории обширной древней дельты.

В части разреза угленосной толщи, содержащей изученные пласты угля, набор пород изменяется от конгломератов и крупнозернистых песчаников, преобладающих в нижней части разреза, до мелко- и среднезернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов, развитых преимущественно в верхней части разреза. Причиной этого является ослабление аллювиальных процессов и эрозии на водосборной площади.

Изменяющемуся в стратиграфическом разрезе литологическому составу осадков соответствует закономерное изменение петрогенетического и микрокомпонентного состава угольных пластов. Пласты, приуроченные к нижней части разреза, представлены преимущественно фюзинит-гелинит-телинитовыми углями и слагаются крупными обрывками гелифицированных и фюзенизированных тканей; характерно большое содержание минеральных примесей (в основном зерен кварца), обусловливающее высокую зольность угля — более 15—20%.

В сложении пластов, расположенных в верхней части разреза угленосной толщи, преобладают гелинит-посттелинитовые угли, состоящие из более или менее разложенных измельченных паренхимных тканей. Фюзенизированные ткани в их составе практически отсутствуют. Существенно уменьшается содержание минерального материала (средняя зольность 5—10%), причем в его составе основную роль играет глинистое вещество.

Описанные различия в петрогенетическом составе пластов являются следствием эволюции общих условий торфонакопления и, в частности, ослабления степени проточности торфяных залежей.

Таким образом, изменение литофациального состава угленосной толщи и сложения заключенных в ней угольных пластов свидетельствуют о постепенном ослаблении подвижности среды осадконакопления. Последнее обстоятельство, ассоциирующее, как известно, с определенными общими ландшафтно-тектоническими перестройками, влечет за собой увеличение относительной роли химического выветривания в общем процессе денудации на водосборной площади.

Спектральным методом в изученных углях была установлена следующая ассоциация химических элементов: Be, B, Sc, V, Co, Ni, Zn, Ga, Ge, Sr, Zr, Rb. Результаты распределения элементов во фракциях угольного вещества представлены в таблице.

Фракция с удельным весом менее 1,3 состоит практически целиком из чистого гелифицированного вещества, с удельным весом более 1,6 — примерно на 80% состоит из минеральных частиц, а остальное — различные органические компоненты.

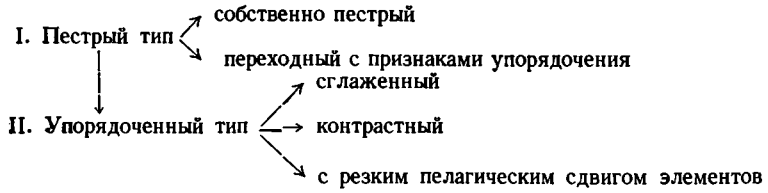
Фракции угольного вещества	Содержание элементов в условных единицах											
	Be	B	Sc	V	Co	Ni	Zn	Ga	Ge	Sr	Zr	Pb
	Нижние пласты											
<1,3	14	211	14	87	7	31	30	6	90	58	440	6
>1,6	2	27	0,3	10	2	8	13	3	15	16	18	3
	Верхние пласты											
<1,3	26	254	4	43	11	50	300	20	134	126	174	13
>1,6	2	72	1	6	3	11	293	3	1	5	21	8

Анализ данных таблицы показывает увеличение концентрации исследованных элементов (за исключением ванадия, скандия и циркония) в гелифицированном веществе верхних пластов угленосной толщи (фракция < 1,3), что свидетельствует о соответствующем возрастании доли соединений, переносимых в химически активном состоянии. В содержании элементов, связанных с терригенной минеральной частью угольного вещества (фракция>1,6), не наблюдается определенной зависимости, вероятно, вследствие их сложного распределения в минералогических и гранулометрических компонентах взвесей.

Таким образом, специфические геохимические свойства органического вещества, заключающиеся в способности концентрировать лишь химически растворенные соединения, позволяют использовать его в качестве весьма тонкого показателя обстановки миграции и накопления элементов и изменений в формах их переноса. Эти соображения могут оказаться в принципе применимыми и в отношении рассеянного органического вещества осадочных пород.

Из сказанного следует, кроме того, что палеогеографический анализ обстановки накопления угленосных отложений должен явиться одним из важных этапов изучения закономерностей распределения редких и рассеянных элементов в угольных пластах.

Общей основой такого изучения может служить предложенный Н. М. Страховым геохимический ряд типов распределения элементов и их модификаций:



Этот ряд в приведенной последовательности характеризуется все возрастающей геохимической подвижностью элементов, обусловленной изменением форм их миграции и, в частности, возрастающей ролью растворов в их переносе. Поскольку разные угленосные отложения характеризуются различными типами или модификациями распределения элементов, то следует ожидать, что условия редкометального обогащения заключенных в этих отложениях угольных пластов также будут различными.

Следует, однако, отметить, что конечная величина концентрации элементов в угольном веществе зависит от совместного действия целого комплекса условий (наличия и величины содержания элементов в породах зоны размыва, микрокомпонентного и петрогенетического состава углей, степени их метаморфизма и пр.), влияние каждого из которых весьма существенно. Только комплексное исследование всех факторов редкометальной минерализации углей позволяет делать достоверные научные и практические выводы.

ЛИТЕРАТУРА

Страхов Н. М, Залманзон Э. С., Глаголева М. А. Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа. Тр. ГИН АН СССР, вып. 23. Изд. АН СССР, 1959.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 2, Изд-во АН СССР, 1962.

Госуниверситет
Ростов-на-Дону

Дата поступления
22.X.1965

ЛИТОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 4, 1967 г.

МЕТОДИКА

УДК 552.12

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ХЛОРИРОВАННОГО СПИРТА ДЛЯ УДАЛЕНИЯ СВОБОДНЫХ ОКИСЛОВ И ГИДРООКИСЛОВ ЖЕЛЕЗА ИЗ СОВРЕМЕННЫХ ОСАДКОВ САНТОРИНСКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

Г. Ю. БУТУЗОВА, О. А. ДВОРЕЦКАЯ, М. И. СТЕПАНЕЦ

В практике петрографо-минералогических и геохимических исследований часто возникает необходимость удаления из породы или осадка свободных окислов и гидроокислов железа, так как сплошная непрозрачная железистая пленка, покрывающая минеральные частицы, затрудняет, а часто делает совершенно невозможным изучение их свойств и диагностику.

Занимаясь изучением вещественного состава и геохимии современных осадков Эгейского моря в районе ныне действующего вулкана Санторин, мы также столкнулись с необходимостью обесцвечивания осадков и удаления из них гидроокислов железа.

В литературе описано несколько способов растворения окислов железа, которые применяются главным образом в почвоведении. Большинство методик основано на реакции восстановления окисного железа при обработке его различными реагентами. В качестве восстановителя употребляются сульфиты, сероводород, атомарный водород и др. Редуцированное железо удаляется растворением его как в минеральных, так и органических кислотах.

Наиболее часто употребляемые методы удаления железа, не входящего в решетку силикатных и алюмосиликатных минералов, описаны в работах Тамма (Tamm, 1934), Деба (Deb, 1950), Дайона (Dion, 1944), Джеффрайса (Jeffries, 1941), Штефановича (Stefanovits, 1955), Дроздова и Труога (Drosdoff and Truog, 1933; Drosdoff, 1941), Цюрупы (1958, 1961) и др.

В работе И. Г. Цюрупы (1961) проведен сравнительный анализ широко распространенных в почвоведении методов Тамма, Деба и Штефановича.

Тамм в качестве экстрагирующего реагента использовал оксалатный буфер, Деб обрабатывал породу гидросульфитом натрия, а затем 0,02 *N* раствором соляной кислоты. Метод Штефановича заключается в обработке породы 0,1 *N* раствором трилона Б, после кипячения в котором образец промывается 0,1 *N* раствором HCl. При анализе упомянутых выше методов учитывалось общее количество выделенного железа, его формы, степень полноты растворения окисных форм и количество уходящего в раствор силикатного железа.

Оказалось, что при использовании этих методов из одного и того же образца извлекаются разные количества железа, причем, окисное и гидроокисное железо даже в его аморфных формах растворяется не целиком (по методу Тамма — 37,7, Штефановича — 17,8, Деба — 2,3%). При увеличении дозы реагента и времени обработки породы количество экстрагированного железа увеличивается, но полного удаления все-таки не происходит. Максимальные количества растворенного окисного и гидроокисного железа составляют: по методу Тамма — 77, Штефановича — 47 и Деба — 20%. Растворение кристаллических форм — гематита и гидрогематита — происходит еще слабее. Наряду с окисным железом в раствор переходят также значительные количества железа, входящего в состав силикатов, интенсивность выделения которого вполне сравнима с интенсивностью растворения свободных окислов железа.

Водородные методы Дайона и Джеффрайса, к сожалению, не дают возможности оценить долю силикатных форм в общем количестве растворенного железа. Метод Дроздова и модифицированный Е. С. Фирсовой вариант этого метода, основанные на пропускании H_2S через суспензию при 80° с последующей обработкой H_2O_2 и H_2SO_4, довольно сложен и трудоемок; кроме того, по этой методике количество переходящего в раствор железа тесно связано со степенью гидратации окислов железа, заметно уменьшаясь с уменьшением степени гидратации (Фирсова, 1956).

Даже краткий анализ упомянутых выше методов свидетельствует о том, что их нельзя использовать для количественной оценки содержания в осадках свободных окислов и гидроокислов железа, поскольку они не обеспечивают полного растворения этих минералов, а некоторые реагенты переводят в раствор сравнительно малорастворимые силикаты и алюмосиликаты.

В химико-аналитической лаборатории ВИМС Н. А. Алексеевой был разработан метод растворения гидроокислов железа в этиловом или метиловом спирте, насыщенном газообразным хлористым водородом.

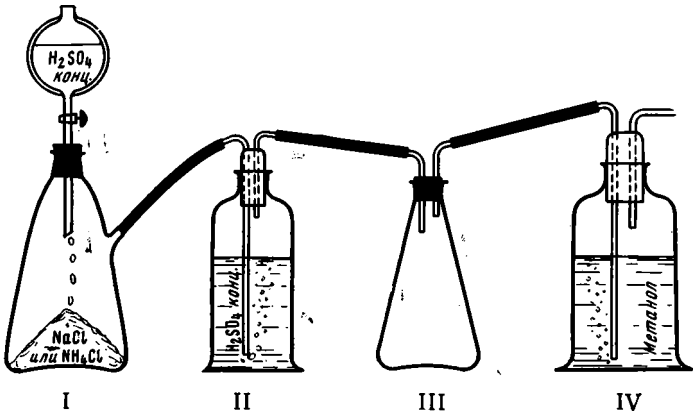
Метод этот был предложен для удаления гидроокислов железа из бокситов, для их обесцвечивания и именно с этой точки зрения кратко описан в статьях Е. В. Копченовой и В. Н. Карюкиной (1948) и Е. В. Рожковой (1957). Авторов метода прежде всего интересовало действие экстрагирующего реагента на минералы глинозема (гиббсит, гидраргилит, бёмит и диаспор), поскольку обычно употребляемая при обработке бокситов соляная кислота переводит в раствор значительные количества глинозема.

После испытания целого ряда растворителей выяснилось, что наиболее надежным реагентом для выделения окислов железа из бокситовых пород является насыщенный хлористым водородом спирт, который при незначительном растворении глиноземистых минералов почти полностью переводит в раствор свободные окислы и гидроокислы железа. Согласно данным Е. В. Рожковой, в раствор переходит 90—99% содержащихся в породе минералов окиси и гидроокиси железа, при этом переход железа в спиртовую вытяжку не зависит от первоначального содержания его в породе.

В упомянутых выше работах Е. В. Рожковой, Е. В. Копченовой и В. Н. Карюкиной процесс насыщения спирта HCl и обработка им исследуемых пород описаны очень кратко; не удалось найти подробного описания хода анализа и в других близких по тематике статьях.

Нам кажется, что этот метод, благодаря сравнительной простоте и высокой эффективности, заслуживает более широкого и подробного освещения в литературе, поэтому мы приводим детальные описания последовательных операций процесса насыщения спирта и обесцвечивания образцов, сопровождая описание иллюстрацией схем соответствующих приборов.

На фиг. 1 изображена схема установки, предназначенной для насыщения спирта хлористым водородом. Газообразный HCl образуется при взаимодействии серной кислоты с хлористым натрием (NaCl) или хлористым аммонием (NH_4Cl), которые насыпают в колбу Бунзена (I). Колба закрывается резиновой пробкой, в отверстие которой



Фиг. 1. Прибор для насыщения спирта хлористым водородом

вставлена капельная делительная воронка, на две трети заполненная концентрированной серной кислотой. При заполнении воронки нужно следить, чтобы в нее не попали пузырьки воздуха; для этого кислоту в воронку засасывают снизу с помощью резиновой груши, после чего закрывают кран.

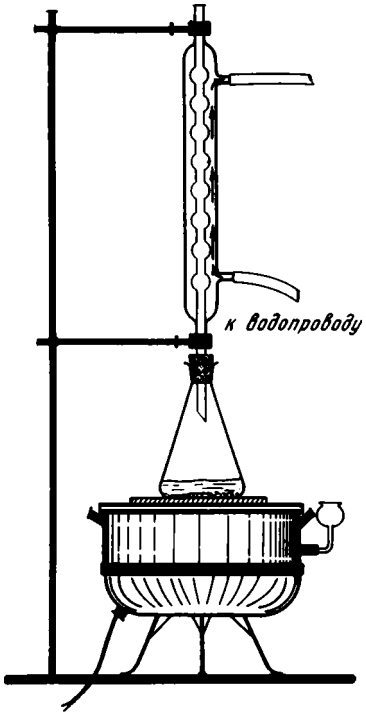
Первая колба соединяется резиновым шлангом со склянкой Дрекселя объемом 300 *см*³, с концентрированной серной кислотой, предназначенной для осушения проходящего через нее хлористого водорода (II). В другую склянку Дрекселя объемом 500 *см*³ (IV) заливается этиловый или метиловый спирт. Между склянками помещается пустая коническая колба (III), которая служит ресивером.

Спирт перед насыщением должен быть обезвожен путем встряхивания его в колбе с гранулированным хлористым кальцием ($CaCl_2$). Колба с NaCl или NH_4Cl должна быть также абсолютно сухой.

Работа с прибором начинается с соединения первых трех склянок, после чего открывают кран капельной воронки так, чтобы капли серной кислоты падали на соль

равномерно и не очень часто. Склянка со спиртом подключается после того, как пузырьки HCl начнут проходить через серную кислоту.

В случае необходимости процесс насыщения прерывается отключением склянки со спиртом, после чего можно закрыть кран делительной воронки. Нарушение этой последовательности приводит к тому, что в склянке Дрекселя (IV) повышается давление HCl над спиртом, в результате чего спирт быстро переливается в коническую колбу (III), что совершенно нежелательно.



Фиг. 2. Прибор для растворения свободных окислов и гидроокислов железа

Процесс насыщения продолжается до тех пор, пока содержание хлористого водорода в спирте не достигнет 10%, т. е. спирт не станет 3 *N*. Нормальность спирта определяется титрованием 1 *N* раствором едкой щелочи (KOH или NaOH) с фенолфталеином.

Для удаления из осадков свободных окислов и гидроокислов железа, для их обесцвечивания служит прибор, схема которого приведена на фиг. 2.

5 *г* исходного образца помещают в коническую колбу объемом 300 *см*³ и заливают насыщенным HCl метанолом (3 *N*), количество которого берется в зависимости от железистости образца (от 75 до 150 *см*³). Колбу ставят на покрытую асбестом слабокипящую водяную баню и закрывают корковой пробкой с врезанным в нее обратным шариковым холодильником, укрепленным на штативе Бунзена и подсоединенным к водопроводу. Образец кипятят в течение 1—2 часов, при этом колбу несколько раз встряхивают. После кипячения колбу отсоединяют от холодильника, осадок переносят на фильтр и промывают сначала метанолом, а затем дистиллированной водой, после чего высушивают.

Широкое использование метода растворения свободных гидроокислов железа применительно к современным железистым осадкам Санторинской вулканической зоны (Эгейское море) требовало дальнейшей его разработки. Так, в частности, оставались не ясными многие вопросы, связанные с воздействием экстрагирующего реагента на разного рода минеральные железистые компоненты, недостаточно ясным было также влияние условий эксперимента — времени обработки образца и концентрации растворителя — на степень полноты растворения железистых минералов.

Поэтому, прежде чем перейти к массовой обработке железистых илов хлорированным спиртом для количественной оценки доли гидротермального железа, содержащегося в осадках в виде аморфных гидроокислов, мы провели ряд экспериментов, целью которых было:

1) определить, насколько полно извлекаются из осадка и переходят в раствор свободные гидроокислы железа;

2) выяснить влияние степени гидратации и кристалличности окислов и гидроокислов железа на их растворимость в хлорированном спирте;

3) определить, переходит ли в раствор железо и некоторые другие элементы (Mn, Ti) из различных пород и силикатных минералов;

4) уточнить влияние концентрации экстрагирующего раствора и времени обработки образца.

Прежде чем приступить к обсуждению результатов химических исследований, необходимо кратко остановиться на минеральном составе исследуемых осадков и прежде всего на минеральных формах железосодержащих компонентов.

Железо в осадках Санторинской кальдеры присутствует как в составе пирокластического материала и обломков вулканических пород, слагающих Санторинские острова, так и в виде хлопьев аморфных гидроокислов железа, выпадающих из рудоносных гидротерм и разносящихся движениями морской воды по всей площади кальдеры. Важно отметить, что исследуемые осадки содержат очень небольшие количества карбонатов, главным образом кальцита (CO_2<5%), и легкорастворимых железистых силикатов типа лептохлоритов.

Вместе с железом в составе гидротерм выносится марганец, который, оседая внутри кальдеры, создает в осадках его повышенные концентрации. Титан в вулканогенных растворах не переносится и целиком связан с терригенным и пирокластическим материалом.

В табл. 1 приведены содержания Fe, Mn и Ti в различных типах илов Санторинской кальдеры — в исходном материале в пересчете на бескарбонатное вещество (1) и в тех же образцах, обработанных хлорированным спиртом (2). Для сравнения даны

Таблица 1

Содержание (%) Fe, Mn и Ti в исходных и обесцвеченных образцах современных осадков Санторинской вулканической зоны

№ станции	Горизонт (*см*)	Fe		Mn		Ti	
		1	2	1	2	1	2
1011	0—10	3,75	2,48	0,09	Не опр.	0,38	Не опр.
1018	0—5	3,95	2,18	0,12	0,06	0,37	0,38
1035	0—5	4,44	3,20	0,25	0,11	0,42	0,38
1052	0—3	3,84	2,77	0,13	Не опр.	0,41	0,42
1053	0—5	3,94	2,85	0,14	»	0,43	0,42
1056	0—10	3,37	2,26	0,08	»	0,39	0,36
Среднее		3,88	2,62	0,14	0,085	0,40	0,40
1008	0—5	5,17	2,92	0,16	0,09	0,39	0,32
1007	0—5	5,11	2,77	0,19	0,09	0,38	0,36
1025	0—3	5,60	2,73	0,40	0,10	0,44	0,31
1033	0—4	5,00	3,04	0,39	0,11	0,41	0,35
1037	0—8	4,80	2,55	0,17	0,10	0,40	Не опр.
1039	0—4	6,00	2,92	0,33	0,10	0,42	0,31
1039	4—20	5,13	3,20	0,19	0,14	0,42	0,29
Среднее		5,26	2,88	0,26	0,10	0,41	0,32
1015	0—5	5,65	2,91	0,51	0,09	0,39	0,41
1016	0—4	6,08	2,82	0,69	0,09	0,42	Не опр.
1023	0—3	7,26	2,68	0,61	0,08	0,40	»
1024	0—3	7,98	2,63	0,47	0,06	0,35	»
1024	3—20	7,12	2,60	0,47	0,09	0,34	0,30
1386	0—2	4,47	2,95	0,24	0,08	0,45	0,42
1386	2—10	4,72	2,90	0,34	0,08	0,37	0,31
1386	10—15	3,92	3,20	0,12	0,10	0,39	0,33
Среднее		5,90	2,48	0,43	0,08	0,39	0,35
Андезито-дацит		4,61	3,63	0,12	0,12	0,49	0,36
Пемза		2,37	2,23	0,07	0,07	0,50	0,28

Примечания: *1* — исходные осадки; *2* — осадки, обработанные хлорированным спиртом.

цифры средних содержаний железа, марганца и титана в вулканических породах Санторина.

Из табл. 1 видно, что независимо от количества железа в исходных образцах при их обесцвечивании остаются близкие содержания железа, соответствующие средним величинам содержания Fe в терригенном и пирокластическом материале. То же можно сказать и о марганце. Содержания Ti в исходных и обесцвеченных образцах меняются очень мало, незначительное уменьшение его в обесцвеченном материале мы связываем с растворением магнетитовых частиц (см. табл. 3).

После кипячения сильножелезистых осадков, окрашенных в яркие рыжие, красные и оранжевые цвета, окраска их меняется, они становятся светло-серыми, иногда белыми. При просмотре под микроскопом обесцвеченных порошков никаких следов гидроокислов железа не обнаружено.

Все это дает нам право считать, что при обработке образцов указанным способом свободные гидроокислы железа, а также не входящий в состав силикатов Mn растворяются целиком.

Для проверки был сделан анализ форм железа в двух исходных и обесцвеченных образцах. Результаты его представлены в табл. 2.

Анализы показывают, что растворимое трехвалентное железо, находящееся в осадке в виде свободных гидроокислов, извлекается практически полностью.

Чтобы выяснить влияние степени гидратации и кристалличности свободных окислов и гидроокислов Fe на их растворимость были исследованы два образца современного железорудного осадка, состоящего из аморфных гидроокислов трехвалентного железа, и магнетит, выделенный из тяжелой фракции андезито-дацитов. Результаты представлены в табл. 3.

Из табл. 3 видно, что в одинаковых условиях эксперимента магнетит растворяется труднее, и даже после двухчасового кипячения полного его растворения добиться не удалось. Тем не менее опыт показывает, что при обработке образцов насыщенным HCl спиртом наряду с аморфными формами водных окислов железа частично растворяются

и кристаллические формы. При растворении магнетита наряду с железом удаляется и титан, чем и объясняется отмеченное выше небольшое уменьшение содержания Ti в обесцвеченных образцах (см. табл. 1).

Просмотр под микроскопом обесцвеченных осадков и сравнение их с исходным материалом показали, что полностью растворяются все карбонаты, а также хлоритизированные мелкие пепловые частички, присутствующие в таких малых количествах, что железом, перешедшим в раствор при разложении этих частиц, можно пренебречь. Оставшиеся после обесцвечивания минеральные частицы не несут на себе никаких признаков коррозии и растворения. Это позволяет думать, что железо из силикатных компонентов не выносится.

Таблица 2

Содержание различных форм железа (%) в натуральных и обесцвеченных образцах современных осадков

№ станции	Горизонт, *см*	$Fe_{вал}$	$Fe^{2+}_{раст}$	$Fe^{2+}_{облом}$	$Fe^{3+}_{раст}$	$Fe^{3+}_{облом}$
1016	0—4	Натур. 5,31	0,04	0,90	2,86	1,40
		Обесцв. 2,82	0,06	1,56	0,06	1,01
1023	0—3	Натур. 7,70	0,04	0,90	5,01	1,75
		Обесцв. 2,68	0,11	1,51	Нет	1,06

Таблица 3

Содержание (%) Fe и Ti в натуральных и обесцвеченных образцах железорудных осадков и магнетита

Состав образцов	Fe		Ti	
	1	2	1	2
Современный железорудный ил	36,07	1,30	Нет	0,21
Современный железорудный ил	24,59	1,01	Нет	0,08
Магнетит	13,95	3,78	2,25	0,65

Примечания. 1—исходный материал; 2—тот же материал, обработанный хлорированным спиртом.

Для подтверждения этого предположения были сделаны химические анализы исходных и обесцвеченных образцов некоторых вулканических пород (андезито-дацит, пемза), высокожелезистых минералов (пироксены, глауконит), а также гранулометрических разных фракций современных осадков Санторинской кальдеры (табл. 4).

Из табл. 4 видно, что потери железа при обработке андезито-дацита (обр. 71) и пемзы (обр. 228) невелики и связаны они с растворением входящего в состав пород магнетита. Этим же объясняется частичное растворение титана.

Тяжелая фракция андезито-дацита состоит из пироксенов (авгита и гиперстена) и магнетита. Образец XVI представляет собой тяжелую фракцию, из которой удалена наиболее магнитная часть, состоящая из магнетита, однако полностью освободиться от примеси магнетита и получить чисто пироксеновую фракцию нам не удалось. По нашему мнению, именно этим объясняется небольшая разница в содержании железа и исходном и обесцвеченном образце XVI.

Железо из глауконита (обр. XXI) при обработке его хлорированным спиртом не выносится. Содержание марганца в исходных и обесцвеченных образцах изученных пород и минералов практически не меняется.

Из приведенных данных следует вполне определенный вывод: при обработке силикатных пород и минералов насыщенным HCl спиртом железо и марганец, входящие в их состав, не выносятся.

Обесцвечивание гранулометрически разных фракций (см. табл 4 обр. XVII—XX) показало, что количество растворенных Fe и Mn зависит не от размера частиц, а от минерального состава фракций. Максимальные потери железа и марганца имеют место во фракции 0,01—0,001 *мм*, которая, как показал минералогический анализ, характеризуется самым высоким содержанием гелевых сгустков гидроокислов железа. Для выяснения влияния условий эксперимента на полноту растворения гидроокислов железа был проведен ряд опытов, в которых менялось время обработки образца и степень насыщения спирта газообразным HCl, его нормальность. Оказалось, что за один час кипячения образца в раствор переходит такое же количество железа и марганца, что и за два часа, т. е. длительность обработки (после часового кипячения) на степень растворимости не влияет (табл. 5).

Концентрация растворенного в спирте хлористого водорода является одним из важных параметров, определяющих полноту извлечения из осадка гидроокислов железа (при прочих равных условиях). Опыты показали, что максимальные количества гидроокислов железа переходят в раствор при обработке образца в 3 *N* спирте (табл. 6).

Марганец из осадка извлекается, по-видимому, легче и быстрее, поскольку при разных концентрациях HCl (1, 2 и 3 *N*) растворяется одно и то же количество марганца (см. табл. 6).

Заканчивая анализ результатов применения описанного выше метода, необходимо подчеркнуть, что его нельзя рассматривать как универсальный метод отделения сво-

Таблица 4

Химический состав (%) исходных и обесцвеченных образцов некоторых пород, минералов и гранулометрически различных фракций современных осадков

Элементы	Номера образцов															
	71		228		XVI		XXI		XVII		XVIII		XIX		XX	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
SiO_2	65,17	65,26	66,56	68,43	50,20	52,15	49,69	51,51	64,13	65,39	61,14	64,28	62,68	66,69	51,89	62,76
TiO_2	0,82	0,60	0,84	0,47	1,72	1,63	0,14	0,14	0,84	0,70	0,80	0,70	0,80	0,61	0,70	0,75
Al_2O_3	15,67	15,25	13,90	13,31	4,19	4,59	6,58	6,58	15,52	15,79	15,25	15,77	14,81	14,78	11,01	11,38
Fe_2O_3	5,55	4,84	3,16	2,97	16,15	14,50	21,64	21,64	5,35	4,22	4,67	3,93	4,09	2,47	5,68	4,42
MnO	0,17	0,15	0,09	0,09	0,51	0,46	0,06	0,06	0,17	0,14	0,15	0,11	0,20	0,09	0,06	0,04
CaO	4,15	4,51	3,02	2,30	9,37	9,41	0,94	0,35	5,03	4,43	6,19	5,18	3,95	3,30	3,61	1,70
MgO	1,15	1,52	0,73	0,50	15,06	14,96	3,70	3,30	1,38	1,65	1,79	1,85	1,54	1,35	2,31	1,92
Na_2O	4,89	5,14	4,56	4,35	1,08	1,15	0,12	0,12	4,55	4,70	4,09	4,41	3,93	4,09	2,51	1,61
K_2O	1,88	1,87	2,80	2,98	0,47	0,53	5,63	6,29	1,84	1,98	1,98	2,00	2,40	2,40	1,74	1,87
H_2O^+	0,23	0,16	3,62	4,01	0,33	0,31	5,56	5,32	0,38	0,25	1,00	1,54	2,67	2,62	7,62	4,08
H_2O^-	0,02	0,17	0,44	0,36	0,26	0,26	4,68	4,06	0,26	0,25	0,56	0,54	1,47	1,25	6,20	6,17
CO_2	0,30	0,10	0,10	0,06	0,20	Нет	0,22	0,18	0,34	0,04	1,02	Нет	0,46	Нет	1,28	Нет
$C_{орг}$	0,04	0,19	0,11	0,12	0,34	0,19	0,29	0,04	Нет	Нет	0,23	0,15	0,40	0,14	2,92	1,41
P_2O_5	0,30	0,14	0,16	0,03	0,11	0,02	0,09	0,09	0,16	0,16	0,14	0,09	0,18	0,06	0,25	0,09
Cl	—	0,10	—	0,10	0,20	0,07	0,06	0,09	0,10	0,15	0,06	0,08	0,09	0,11	0,53	0,30

Примечания: 1—исходный материал; 2—тот же материал, обработанный метанолом, насыщенным HCl. Образцы: 71—андезито-дацит с о. Нео Камени (Санторинский архипелаг); 228 — пемза с о. Тира (Санторинский архипелаг); XVI —слабомагнитная часть тяжелой фракции 0,25—0,05 *мм*, состоящей преимущественно из пироксенов с небольшой примесью магнетита (донные осадки Санторинской кальдеры); XXI— глауконит из олигоценовых отложений Никопольского марганцерудного бассейна.

Донные осадки Санторинской кальдеры, сборные фракции (*мм*): XVII —1,0—0,1; XVIII —0,10—0,01; XIX —0,01—0,001; XX —<0,001.

Таблица 5

Влияние времени обработки на степень извлечения гидроокислов железа

Элементы	Номера образцов		
	I	IA	IБ
SiO_2	53,23	60,80	61,76
TiO_2	0,93	0,93	0,82
Al_2O_3	13,53	15,37	15,04
Fe_2O_3	4,91	2,02	2,13
FeO	1,86	2,48	2,44
MnO	0,46	0,12	0,11
CaO	6,80	4,98	4,90
MgO	2,32	2,09	2,15
Na_2O	4,58	3,90	3,96
K_2O	1,82	2,04	2,04
H_2O^+	3,37	2,34	2,33
H_2O^-	2,23	1,57	1,57
CO_2	1,80	Нет	Нет
C	0,62	0,19	»
P_2O_5	0,14	0,08	0,08
Cl	1,73	0,62	0,37
Сумма	100,33	99,53	99,70

Примечания: 1—исходный образец мелкоалевритового ила верхнего слоя Санторинской кальдеры; 1А—тот же образец, обработанный хлорированным спиртом (3 *N*) в течение 1 часа; 1Б—тот же образец, обработанный хлорированным спиртом (3 *N*) в течение 2 часов.

Таблица 6

Влияние насыщенности метанола хлористым водородом на степень извлечения гидроокислов железа

Элементы	Номера образцов			
	I	IA	IБ	IB
SiO_2	60,32	65,39	65,30	65,35
TiO_2	1,03	0,79	0,84	0,77
Al_2O_3	14,13	15,98	15,35	15,08
Fe_2O_3	3,91	0,80	1,25	1,37
FeO	2,83	2,95	3,06	3,09
MnO	0,22	0,16	0,15	0,15
CaO	5,78	4,21	4,15	4,23
MgO	1,66	1,55	1,56	1,61
Na_2O	4,70	4,70	4,60	4,60
K_2O	1,84	2,12	1,98	1,98
H_2O^+	1,05	0,82	0,72	0,62
H_2O^-	0,98	0,35	0,28	0,33
CO_2	0,74	Нет	0,12	0,18
C	0,34	»	0,16	0,21
P_2O_5	0,16	0,14	0,14	0,14
Cl	0,49	0,14	0,10	0,15
Сумма	100,18	100,10	99,76	99,86

Примечания: 1—исходный образец мелкоалевритового ила верхнего слоя Санторинской кальдеры; 1А—тот же образец, обработанный 3*N* спиртом; 1Б—тот же образец, обработанный 1*N* спиртом; 1В—тот же образец, обработанный 2*N* спиртом

бодных окислов и гидроокислов железа от железа, входящего в состав силикатных минералов. Как было показано, при соответствующей обработке целиком растворяются лишь аморфные формы гидроокислов железа. В то же время при наличии в составе осадков железистых карбонатов и легкорастворимых силикатов (лептохлориты, возможно биотит) в раствор переходит карбонатное и силикатное железо.

Использование указанного метода для обработки современных осадков, практически лишенных железистых карбонатов и лептохлоритов и содержащих небольшое количество кристаллических окислов железа при очень широком развитии аморфных гидроокислов, дало, как показала данная работа, хорошие результаты.

ЛИТЕРАТУРА

Копченова Е. В., Карюкина В. Н. К методике выделения тонкодисперсных минералов из бокситов Каменского района (Урал). Сов. геология, сб. 29, 1948.

Рожкова Е. В. Применение центрифужного анализа для изучения минералогического состава бокситов. В кн. Современные методы минералогического исследования горных пород. Госгеолтехиздат, 1957.

Фирсова Е. С. Модификация метода Дроздова для определения свободной окиси железа (в почвах). Почвоведение, № 11, 1956.

Цюрупа И. Г. Влияние степени окристаллизованности соединений железа на их растворимость. Тр. Почв. ин-та АН СССР, т. 53, 1958.

Цюрупа И. Г. К вопросу выделения свободного (несиликатного) железа и алюминия из почв и глин. Почвоведение, № 4, 1961.

Deb B. C. The estimation of free iron oxides in soils and clays and their removal. Soil Sci. v. 1, № 1, 2, 1950.

Dion H. G. Iron oxide removal from Clays and its influence on base exchange properties and x-ray diffraction Patterns of clays. Soil Sci., v. 58, № 6, 1944.

Drosdoff M. The determination of free oxides in soil colloids. Soil Sci. Soc. America Proc., v. 6, № 1, 1941.

Drosdoff M. and Truog E. A method for removing and determining the free iron oxides in soil colloids. Amer. Soc. Agron., v. 27, № 4, 1933.

Jeffries C. D. A method of preparing soils for petrographic analysis. Soil Sci., v. 52, № 6, 1941.

Stefanovits P. Bestimmung des freien Aluminium — und Eisengehaltes der Böden mittels Komplexon. Agrokemia es Talajtan, t. 4, № 3, 1955.

Tamm O. Uber der Oxalatmethode in der chemischen Bodenanalise. Medd. Statens skogsforskningsinst. H. 27, 1934.

Геологический институт АН СССР
Москва

Дата поступления
13.V.1966

ЛИТОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 4, 1967 г.

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 553.43(471.4)

ОБ ОСОБЕННОСТЯХ МЕДЕНОСНОСТИ ВЕРХНЕПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПЕРМСКОГО ПРИУРАЛЬЯ

Н. И. ЧЕРНЫЩЕВ

(По поводу статьи Ю. А. Нечаева «Литологические комплексы шешминских отложений Пермского Приуралья». Литология и полезные ископаемые, № 2, 1965)

В настоящее время уральские геологи ведут поиски промышленных залежей осадочной меди в Приуралье. Успешному ходу этих работ в значительной мере препятствуют многие до сих пор нерешенные проблемы, связанные со стратиграфией и палеогеографией верхнепермских отложений и генезисом медных руд этого возраста. И это несмотря на более чем трехсотлетние разработки и изучение этих месторождений! В создавшихся условиях проверка ранее выявленных и вновь подмеченных закономерностей имеет не только теоретическое, но первостепенное практическое значение.

В статье Ю. А. Нечаева делается попытка установить некоторые общие особенности верхнепермского медного оруденения Прикамья, которые, по мнению этого автора, должны помочь поискам меди. Но при внимательном рассмотрении выдвигаемым Ю. А. Нечаевым положений оказывается, что ничего нового в наши знания об этих месторождениях они не вносят, а в некоторых случаях являются ошибочными. Создается впечатление, что условия образования верхнепермских отложений и генезис руд Ю. А. Нечаеву еще не ясны; в то же время он почти не учитывает опыта предыдущих исследователей.

Прежде всего следует отметить, что конкретный фациально-палеогеографический анализ верхнепермских отложений он подменяет общим, по сути оторванным от действительности, а поэтому ни о чем не говорящим понятием о литологических комплексах, природу которых сам автор, судя по всему, себе не представляет. Так, количество гипса в верхнепермских отложениях от Урала к центральным областям Русской платформы действительно возрастает, потому что в этом направлении наблюдается переход от континентальных фаций восточных районов к лагунным и прибрежно-морским — западных. Но это региональное изменение загипсованности верхнепермской толщи не имеет отношения к комплексам Ю. А. Нечаева. В сравнительно узкой полосе, описанной им, степень загипсованности этих отложений изменяется не в связи с фациальными особенностями пород, а в связи с вторичными процессами выщелачивания, происходящими в верхнепермских породах во время формирования современного рельефа. В крайней восточной зоне развития верхнепермских отложений толща медистых песчаников почти везде приподнята над современным базисом эрозии. Гипс здесь из пород почти полностью вынесен подземными водами. Западнее толща постепенно погружается; в зоне активной циркуляции подземных вод остается лишь ее верхняя половина. Еще западнее медистые песчаники полностью уходят под уровень базиса эрозии и становятся недоступными процессам интенсивного выщелачивания; гипс здесь хорошо сохраняется.

Таким образом, количество гипса во вмещающих медные залежи породах действительно изменяется, но к условиям образования верхнепермских осадков, а, следовательно, и к характеру первичного накопления меди содержание его в породах этих зон не имеет никакого отношения. А тот факт, что все разрабатывавшиеся в прежнее время залежи находятся в зоне «незагипсованных пестроцветных толщ с лентами серых песчаников», является одним из многочисленных доказательств того, что мы имеем дело здесь с явно вторичными, инфильтрационными рудными скоплениями (Миропольский, 1938; Перельман, 1959 и 1962; Сапожников, 1961; Чернышев, 1960; Яговкин, 1933).

Попутно следует заметить, что Ю. А. Нечаев не прав, утверждая, что в выделяемой им второй зоне не было известно медного оруденения. В этой зоне на обоих бере-

тах р. Тулвы, а также западнее и юго-западнее Перми имеются старые медные рудники. Одно из самых крупных оруденений в обнажении на р. Тулве у с. Бырды было встречено несколько лет назад со следами многочисленных старых горных работ.

Автор разбираемой статьи предлагает геологам новый вид контроля медного оруденения — формационный, подразумевая под этим пестроцветность рудовмещающих пород. Хотя этот термин звучит довольно современно, но какого-либо содержания он не несет.

Во-первых, верхнепермская толща повсеместно в той или иной мере пестроцветна, но далеко не везде она содержит медное оруденение. Во-вторых, пестроцветность пород этого возраста в различных районах связана с определенными, конкретными обстановками накопления верхнепермских осадков: континентальными (русловыми, старичными, болотными, озерными и т. д.), дельтовыми, лагунными и морскими. В условиях сложного переплетения разнообразных фаций абстрактное понятие о пестроцветности мало чем может помочь геологам при поисках меди. Факт же преимущественной приуроченности меди к сероцветным породам общеизвестен. Эта особенность широко использовалась рудознатцами и рудокопами прошлых столетий.

В-третьих, Ю. А. Нечаев сводит свои рекомендации, базирующиеся на его формационном контроле, к тому, «что площадь развития медного оруденения в шешминских отложениях Пермской области совпадает с площадью развития незагипсованных пестроцветных пород. Следовательно, только на этой площади следует проводить поиски месторождений медистых песчаников». Но, поскольку эти две восточные зоны, где меденосная толща обеднена гипсом, находятся там, где в прошлом широко и интенсивно велись разработки медной руды, рекомендация формационного контроля совершенно теряет какое-либо значение для поисков меди. Можно напомнить, что в прошлом при поисках и разведке этих залежей часто применялось бурение с густой сетью проходимых скважин (Планер, 1865).

В-четвертых, в зонах оруденения, находящихся над базисом эрозии, серый цвет пород в значительной мере обязан вторичным изменениям состава и облика пород (Гейслер, 1949; Перельман, 1962).

Даваемая Ю. А. Нечаевым минералогическая характеристика медных руд южных и северных районов Пермской области в общем правильно отображает полученные факты, однако необходимое осмысливание их отсутствует. Объясняется это, очевидно, тем, что Ю. А. Нечаев ошибочно считает все меднорудные залежи Пермской области сингенетичными верхнепермским осадкам. На самом же деле среди залежей меди, встречаемых в Пермском Прикамье, имеются как сингенетичные, так и эпигенетичные рудные скопления. В южной половине Пермской области, где развиты континентальные фации меденосной толщи, подавляющее большинство залежей, разрабатывавшихся в прошлом, связано с эпигенезом верхнепермских пород. На севере Прикамья, где вместе с континентальными отложениями имеются бассейновые (озерные, лагунные, прибрежно-морские) фации, встречаются оба эти типа руд. Только учет этих генетических особенностей позволит сделать правильные выводы о степени перспективности различных районов Прикамья.

Можно с уверенностью утверждать, что в южной части Пермской области нельзя ожидать значительных скоплений меди в тех западных районах, где кровля меденосной толщи погружается ниже современного базиса эрозии. На севере же наоборот, где эта толща находится на значительной глубине, могут быть встречены выдержанные и высокопроизводительные залежи манофельдского типа, не затронутые прежними работами.

Картина образования верхнепермских отложений и связанных с ними залежей меди, нарисованная Ю. А. Нечаевым, далека от истины. Он полагает, что красноцветные отложения накапливались только при спаде интенсивности уральских потоков. В действительности же образование красноцветных и сероцветных осадков при формировании меденосной толщи шло одновременно. Мы уже говорили, что толща медистых песчаников пестроцветна повсеместно. Однако медь в ней встречается только в отложениях, связанных с уральскими потоками, приносившими растворы меди из районов развития коренных меденосных образований. Все другие многочисленные потоки, не участвовавшие в переносе рудного материала, не могли создавать осадков, обогащенных медью, хотя их отложения были так же пестроцветны, как и у меденосных потоков.

Медь при транспортировке ее потоками с Урала не могла переноситься на значительные расстояния от своего источника. Она быстро осаждалась, выпадая в виде твердых фаз и сорбируясь глинистым и органическим материалом речных отложений. Плохая миграционная способность меди отмечалась многими исследователями, которые для своих выводов использовали наблюдения за поведением ее в современных реках (Ефремов, 1936; Чуйко, 1936; Страхов, 1962). Имеющиеся в нашем распоряжении материалы говорят о том, что точно так же медь вела себя и в верхнепермскую эпоху. На построенной нами карте изменения содержания меди в меднорудных залежах (изохимы), разрабатывавшихся в прошлом, вытянуты в виде узких языков, направление которых совпадает с направлением верхнепермских рек, восстановленных различными методами (Чернышев и др., 1967). Количество меди в рудах с востока на запад быстро убывает. На отрезке в 30 км процентное содержание меди падает от 6,25 до 2,4.

Нами было установлено, что меденосная зона Приуралья со сколько-нибудь заметными скоплениями медных соединений ограничивается с запада 35 изолиниями на карте среднего содержания песка в толще медистых песчаников (Чернышев, 1960). В свете этого не понятен тезис Ю. А. Нечаева о том, что «чем моложе меденосные осадки верхней перми, тем дальше они располагаются от Урала».

Поскольку ближние к Уралу районы наиболее богаты медью, то как бы ни колебался Урал, медь в первую очередь накапливается в восточных районах и перескочить куда-то на запад, как это утверждает Ю. А. Нечаев, она не может. Медные месторождения ТатАССР и Кировской области также связаны с основными уральскими потоками, существовавшими в верхнепермскую эпоху и шедшими на русскую равнину через Башкирию (Чернышев, 1960). В этом направлении сплошная полоса оруденения тянется от Башкирского Приуралья до центральных районов Кировской области без каких-либо значительных перерывов.

Медь, оседавшая в речных отложениях в верхнепермское время, не могла образовывать значительных минеральных скоплений. Ее первичное содержание здесь, по-видимому, не превышало сотых долей процента. Лишь кое-где в условиях периодически затопляемых при разливах рек стариц, озер и болот появлялись убогие залежи медных соединений. Удельный вес таких первичных континентальных месторождений чрезвычайно мал, и практического значения они иметь не могут. Значительные концентрации меди в континентальных отложениях создавались позднее, когда уже литофицированные верхнепермские образования выводились выше базиса эрозии и подвергались воздействию активных подземных вод. Накопление меди в этих условиях шло на геохимических барьерах (Перельман, 1965; Страхов, 1962). Не случайно большинство залежей этого типа расположено вблизи склонов рек и оврагов. Залегают они, как правило, на водоупорах в сильно расцементированных песчаных породах; чем мощнее толща песчаников, лежащих над базисом эрозии, тем значительнее скопление соединений меди. Связь месторождений меди с современным рельефом отмечалась многими прежними исследователями.

Она убедительно иллюстрируется построенной картой абсолютных отметок медно-рудных залежей (Чернышев и др., 1967). Изолинии, показывающие изменение высотного положения рудных тел, удивительно точно повторяют конфигурацию современного рельефа.

Там же, где уральские меденосные реки сравнительно быстро достигали береговой зоны существовавшего в то время на Русской платформе моря, при благоприятных обстановках (Страхов, 1962) медью обогащались глинисто-карбонатные мелководные осадки. На таких приустьевых участках в местах скопления органического материала могли возникать богатые первичные залежи соединений меди. Такие условия имелись в северной половине Пермской области, в Башкирии, в Оренбургской области.

Хотя положение первичных карбонатно-глинистых залежей не зависит от современного базиса эрозии, но там, где они выводятся выше этого уровня, вторичное перераспределение меди в них играет также существенную роль.

Медные соединения в Приуралье встречены почти во всех свитах верхней перми, но все до сих пор известные наиболее продуктивные залежи, являвшиеся объектом былых разработок, приурочены только к толще медистых песчаников, имеющей мощность от 70 до 300 *м*. До настоящего время эта толща в различных районах Приуралья относится к разным стратиграфическим подразделениям от уфимского до татарского яруса включительно. По нашему глубокому убеждению, толща медистых песчаников повсеместно является единой литолого-фациальной и стратиграфической единицей, которую следует относить к верхнеказанскому подъярусу. В этой толще имеется несколько горизонтов, обогащенных медными соединениями. Наиболее часто медь тяготеет к нижней и верхней ее частям. Во всем Приуралье медистая толща достаточно четко отбивается в разрезах скважин с помощью диаграмм гранулометрического и минералогического состава и на кривых кажущихся сопротивлений (Чернышев, 1958).

Как выяснилось в последнее время в возрастном отношении особняком стоят лишь Каргалинские рудники Оренбургской области, которые приурочены к верхнетатарской толще.

Поиски верхнепермских осадочных медных руд Приуралья необходимо вести в сочетании с детальными палеогеографическими исследованиями, прослеживая прежде всего меденосные уральские потоки. Реки того времени обычно тяготели к тектонически пониженным участкам. Положение этих меденосных потоков с достаточной степенью достоверности можно восстанавливать следующими способами (Хабаков, 1951; Чернышев, 1963, 1966).:

1) детальным изучением текстурных особенностей пород, развитых в этих отложениях весьма широко (косая слоистость, рябь, гиероглифы, ориентировка галек и различных включений и т. п.);

2) построением эрозионно-тектонических карт по кровле или подошве толщи медистых песчаников. На этих картах хорошо виден рельеф верхнепермского времени;

3) построением карт изолиний количества песчаного материала во всей медистой толще или какой-то ее части;

4) построением ряда литологических разрезов, на которых отбиваются более или менее одновозрастные аллювиальные комплексы пермского времени;

5) изображением изолиниями изменения суммарной мощности псаммитовых пород, слагающих в каждом разрезе толщу медистых песчаников. После этого результаты построений изображаются на палеогеографических картах.

Работа, указанная в четырех последних параграфах, может быть с успехом проведена с помощью электрокаротажных материалов бурения, количество которых сейчас очень велико и продолжает непрерывно возрастать.

С большой пользой при палеогеографических исследованиях могут быть использованы архивные материалы (карты, планы, разрезы и описания рудников).

Все описанные способы пригодны и для прослеживания потоков после их впадения в водоемы стока.

Следует подчеркнуть, что поиски месторождений меди описанного типа могут быть успешными только при одновременном использовании всего комплекса выявленных к настоящему времени особенностей верхнепермских пород и верхнепермского оруденения и устанавливаемых на основе этого ряда признаков, контролирующих размещение залежей меди: стратиграфических, тектонических, литолого-палеографических, геоморфологических, гидрогеологических и геофизических. Эти признаки нужно проверять и уточнять, открывая при этом новые закономерности медного оруденения.

В свете всего изложенного выводы Ю. А. Нечаева о «литологических комплексах» выглядят поспешными и непродуманными. Они не согласуются с фактическим материалом и какой-либо пользы при поисках месторождений меди оказать не могут.

В заключение хочется обратить внимание на то, что неглубокое залегание и характерная морфология месторождений типа медистых песчаников в Приуралье даст возможность добывать медь без подъема руды на поверхность путем ее подземного выщелачивания (Чернышев, 1959). Этим способом можно уже сейчас извлечь многие тысячи тонн ценного металла, оставшегося в многочисленных старых рудниках, сведения о которых имеются в архивных организациях СССР.

ЛИТЕРАТУРА

Гейслер А. Н. К вопросу об окраске пестроцветных отложений. Зап. Всес. минер. о-ва, ч. 78, № 2, 1949.

Миропольский Л. М. Медные руды в пермских отложениях Татарской АССР и их генезис. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 98, кн. 1, геол., вып. 10, 1938.

Перельман А. И. Некоторые вопросы геохимии катагенеза в осадочных месторождениях типа «медистых песчаников». Тр. ИГЕМ'а АН СССР, вып. 28, 1959.

Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов. М., «Недра», 1965.

Планер Д. И. О продолжении рудоносности пермских песчаников по правому берегу р. Камы. Горный ж., № 9, 1855.

Сапожников Д. Г. К теории прогноза осадочных рудных месторождений. Изд. АН СССР, 1961.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 3, Изд-во АН СССР, 1962.

Хабаков А. В. Косая слоистость осадочных толщ как показатель условий их образования. Природа, № 4, 1951.

Чернышев Н. И. Корреляция верхнепермских разрезов при помощи каротажных диаграмм. Геология нефти, № 2, 1958.

Чернышев Н. И. Медь из песчаников Приуралья должна быть извлечена. Горный ж., № 4, 1959.

Чернышев Н. И. О некоторых закономерностях распространения осадочных медных руд в Приуралье и на Русской платформе. Уч. зап. Пермск. ун-та, т. 15, вып. 1, 1960.

Чернышев Н. И. Палеогеографические построения в верхнепермских отложениях с использованием каротажных данных. Разведка и охрана недр, № 12, 1963.

Чернышев Н. И. К методике поисков месторождений медистых песчаников на примере Каргалинских рудников. Уч. зап. геол. ф-та ПГУ, № 140. Геология и петрография Урала, 1966.

Яговкин И. С. Медистые песчаники и сланцы (мировые типы), (Тр. Всес. геолог. развед. объединения НКТП СССР, вып. 185), М.—Л., 1932.

Госуниверситет
Пермь

Дата поступления
14.IX.1966

ЛИТОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 4, 1967 г.

ХРОНИКА

УДК 552.12

СОВЕЩАНИЕ ПО ИССЛЕДОВАНИЮ И ИСПОЛЬЗОВАНИЮ ГЛИН И ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ

Ф. В. ЧУХРОВ

Для обсуждения итогов работы за последние десять лет и определения направлений и задач дальнейших исследований глин в Москве с 15 по 21 января текущего года было проведено совещание с участием представителей различных республик, на котором был рассмотрен широкий круг вопросов: природа глинистых минералов, методы их изучения, генезис, физико-химические и физико-механические свойства, значение глин для народного хозяйства.

Общие вопросы структуры глинистых минералов были охарактеризованы в докладе акад. Н. В. Белова. Достижения в области структурного изучения слоистых силикатов рассмотрел В. А. Франк-Каменецкий, который подчеркнул существенные отклонения реальных структур от идеализированных моделей и обратил внимание на важность изучения преобразований глинистых минералов в различных термодинамических обстановках и средах для установления зависимости дефектов реальных структур от условий минералообразования.

Проблеме смешаннослойных минералов свои доклады посвятили Е. К. Лазаренко, Ю. М. Мельник и В. С. Мельников, которые пришли к заключению, что структуры некоторых смешаннослойных образований можно рассматривать как правильное упорядоченное изменение характера межслоевой прокладки в исходной (хлоритовой или мусковитовой) структуре; предполагается, что оно может быть обусловлено распределением катионов по тетраэдрическим и октаэдрическим позициям их зарядами и наличием вакантных мест в октаэдрическом слое (например, в стивенсите). Высказано допущение, что упорядоченные смешаннослойные образования (аллевардит, тосудит и др.) возникают в основном из гидротермальных растворов, тогда как неупорядоченные переслаивания характерны для процессов гипергенеза.

Е. Г. Куковский охарактеризовал зависимость физико-химических свойств глинистых минералов от их структурных особенностей: различной степени совершенства в наложении плоских сеток в слое и смежных слоев относительно друг друга, нестехиометрических замещений катионов, наличия вакантных октаэдров, смещений катионов в слоях, искажений кислородных сеток, блоковых дислокаций; знание этого имеет значение для регулирования физико-химических свойств глинистых минералов (например, регулирование путем обработки глин кислотами, ультразвуком, применением электродиализа и т. д.).

Результаты изучения некоторых политипных модификаций слоистых силикатов изложили В. А. Дриц, Б. Б. Звягин и С. В. Соболева; подробно охарактеризована модификация 1 *M* диоктаэдрической слюды из Забайкалья, для которой характерно значительное искажение идеальной геометрии слоя. Показано, что гюмбелит является диоктаэдрической слюдой, в которой зоны $2M_2$ сочетаются с примесью мусковитовых зон $2M_1$; проведена аналогия между гюмбелитом и накритом; в последнем отмечается примесь диккита. Теми же авторами изучен хлорит из упорядоченно чередующихся диоктаэдрических трехэтажных и триоктаэдрических одноэтажных слоев с периодом повторяемости в два слоя. Установлено, что донбассит является диоктаэдрическим хлоритом.

В. А. Франк-Каменецкий, Н. В. Логвиненко и В. А. Дриц аргументировали исключение из минералогической литературы термина «алуштит»; для его смешаннослойной фазы ранее было предложено название «тосудит».

Природа галлуазита была освещена в докладе Ф. В. Чухрова, Б. Б. Звягина, Л. С. Рудницкой и Л. П. Ермиловой. Комплексное изучение этого минерала показало, что он имеет структуру с периодом повторяемости в два слоя. Различные галлуазиты

отличаются степенью упорядоченности их структуры. Кристаллиты галлуазита, наблюдаемые под электронным микроскопом, представляют собой поликристаллы; возникновение полых трубчатых частиц является результатом изменений кристаллитов в суспензиях.

Как показали в своем докладе Э. А. Гойло, Н. В. Котов и В. А. Франк-Каменецкий, каолиниты, галлуазиты и монтмориллониты под действием квазигидростатического давления и стресса при температуре от 18 до 400° испытывают изменения, связанные в основном с образованием дефектов в кристаллической структуре и с частичной дегидратацией. Процессы преобразования глинистых минералов, по заключению названных авторов, существенно зависят от типа катионов, которые добавляются к изучаемому глинистому минералу в виде хлоридов.

Г. С. Грицаенко, А. И. Горшков и Н. Д. Самотоин обрисовали возможность электронной микроскопии для изучения глинистых минералов, подчеркнув значение использования ультратонких срезов и декорирования, а также усиливающуюся роль микродифракции для диагностики отдельных частиц. Другой важный метод изучения глинистых минералов — метод термического анализа — как показали Е. П. Вальяшихина и Г. О. Пилоян, также обогатился новыми возможностями. В частности, подчеркнуто значение так называемого индекса формы для количественной характеристики эндотермического прогиба на кривых нагревания каолинитов и галлуазитов. Обращено внимание на значение термических кривых глинистых минералов, полученных при отрицательных температурах; эта область термического анализа, несомненно, заслуживает внимания.

Интересный методический подход к расчету оптических констант многослойных политипов по оптическим константам однослойного политипа одного и того же минерала предложили В. И. Муравьев, В. А. Дриц и В. Д. Шутов. Выведенные ими формулы позволили предсказать основные оптические константы мусковитов $1M$ и $2M_2$ по известным оптическим константам мусковита $2M_1$, а также рассчитать новые константы каолинита и накрита по известным константам диккита. Особенно много докладов было посвящено генезису глинистых минералов и их нахождению в природе.

Обобщения по истории диоктаэдрических слюд в осадочных породах сделали А. Г. Коссовская, В. А. Дриц и В. А. Александрова. Они установили, что мусковит в отличие от биотита при континентальном выветривании не дает промежуточных фаз (включения смешаннослойные образования) с подвижным характером межслоевых промежутков; обычно разрушение мусковита при выветривании приводит к образованию каолинита.

Генетическое значение широтной локализации глинистых минералов в осадках Мирового океана осветили Г. И. Носов, М. А. Ратеева, З. Н. Горбунова и А. П. Лисицын. Выделяются две группы минералов-осадков: 1) каолинит, гиббсит и монтмориллонит, образующие максимальные концентрации в тропической гумидной зоне («экваториальный» тип размещения); 2) хлорит и гидрослюда, характерные для умеренных и высоких широт, особенно для холодной, умеренно-влажной и ледовой зон («биполярный» тип размещения). Устанавливается зависимость локализации глинистых минералов в осадках не только от климатической зональности, но и от почвообразования. Подчеркнута решающая роль процессов выветривания на континентах для накопления и локализации глинистых минералов в донных осадках Мирового океана. Особенности распределения глинистых минералов в осадках Средиземного моря охарактеризовали М. А. Ратеев, Е. М. Емельянов и М. Б. Хеиров. Показано, что в пробах верхнего слоя донных осадков преобладают гидрослюда, монтмориллонит и каолинит, реже встречаются хлорит, галлуазит и палигорскит. Нахождение последнего в современных осадках рассмотрено З. Н. Горбуновой, которая обнаружила, что этот минерал является преобладающим в глинистой фракции Аденского залива; возможным источником палыгорскита являются полупустынные почвы прилегающей суши.

Роль диагенеза в образовании месторождений монтмориллонитовых глин была предметом доклада Г. А. Мачабели и Г. В. Гвахария; докладчики пришли к заключению, что в некоторых месторождениях признаки проявления диагенетических процессов отсутствуют (Келесское в Казахстане, Черкасское на Украине и др.). Т. Т. Клубова отметила значительную роль стадийных процессов (возникновение смешаннослойных образований) в преобразовании глинистых минералов-осадков; в докладе подчеркнуто, что деградация гидрослюд с образованием каолинита в песчано-алевритовых породах Урало-Поволжья определялась прежде всего проницаемостью пород.

И. Д. Зхус на основании изучения отложений ряда районов обрисовал зависимость формирования ассоциаций глинистых минералов от климата, тектонических условий и гидрохимических особенностей водоемов; им сделан вывод о решающей роли климата или гидрохимического режима бассейна.

Образование при катагенезе диоктаэдрических монтмориллонитов, играющих роль цемента в терригенных породах Днепровско-Донецкой впадины, подробно освещено Г. В. Карповой. Изучение большого фактического материала по глинистым минералам осадочных пород нашло отражение в ряде других докладов, например о нефтегазоносных отложениях южной части Азово-Кубанской впадины (В. Р. Влодарская, Г. И. Носов), о майкопской серии Предкавказья (Д. Д. Котельников), различных отложениях Азербайджана (А. Г. Сеидов, Н. В. Пашалы, Э. А. Даидбеков, М. Б. Хеиров и др.), акчагыльских глинах Куйбышевской области (А. А. Сабитов), нижнекарбоновых тер-

ригенных породах платформенной части Башкирии (Р. Т. Валиуллина), мезозойских отложениях Узбекистана (Н. П. Петров, М. З. Закиров) и т. д.

В докладе А. Д. Додатко были приведены данные о глинистых минералах коры выветривания ультрабазитов Среднего Приднепровья. По мнению докладчика, количественные соотношения глинистых минералов в коре выветривания зависят от стадийности их образования и преобразования. Допускается, что образование каолинита в коре выветривания с нонтронитом и в коре выветривания охристого типа протекает неодинаково. В Тургайском проливе, как следует из доклада Д. В. Пономарева, П. Т. Тажибаевой и М. В. Эйриша, при выветривании серпентинитов образовались гидросиликаты никеля и нонтрониты, а при выветривании хлоритов — минералы типа гидрохлоритов и нонтрониты. В Златогорском ультрабазитовом массиве, по П. Т. Тажибаевой, при выветривании почти на всех породах образовались минералы монтмориллонитовой и вермикулитовой групп.

Возникновение вермикулита в коре выветривания Кольского полуострова, как показали В. П. Петров и П. П. Токмаков, связано со стадийным изменением флогопита и биотита; в свою очередь в верхних горизонтах коры выветривания вермикулит переходит в каолинит, сунгулит или монтмориллонит. Шамозитизация бокситов КМА в условиях древних (нижневизейских) лагун и болот охарактеризована А. П. Никитиной. Шамозиты девонской железорудной бокситовой формации западного склона Урала и Приуралья, по Б. Ф. Горбачеву с соавторами, являются минералами диагенеза или катагенеза.

Доклады о физико-химических свойствах глин и глинистых минералов свидетельствуют о больших исследованиях в этой важной области. Как показал Ф. Д. Овчаренко, важнейшим достижением следует считать установление зависимости многих физико-химических и технических свойств глинистых минералов от их структуры; однако нет полной ясности в вопросе о механизме обменных реакций и о положении обменных ионов в глинистом комплексе. Большой интерес представляет создание новых органофильных веществ — бентонов, которые применяются при изготовлении специальных формовочных материалов, наполнителей полимерных сред, загустителей смазок и красок и т. д.

Основные положения теории регулирования свойств дисперсий глинистых минералов изложил Н. Н. Круглицкий. К методам управления процессами коагуляционного структурообразования им отнесены: катионный обмен, химическое модифицирование, гидротермальная обработка, ультразвуковое диспергирование, получение органо-глинистых комплексов. Теория регулирования свойств дисперсий глинистых минералов положена в основу разработки состава солеустойчивых буровых растворов. По Т. Т. Клубовой, глинистые минералы оказывают каталитическое воздействие на превращение органического вещества при нефтеобразовании.

Большое значение изучения глинистых минералов для характеристики свойств строительных грунтов рассмотрено рядом докладчиков. Несомненным является не только расширение, но и углубление исследований, направленных на познание глинистых грунтов. Результаты работ, выполненных на кафедре грунтоведения и инженерной геологии МГУ, позволяют сделать вывод о наиболее важной роли в породах различного возраста и генезиса гидрослюд, монтмориллонита и каолинита; в некоторых отложениях преобладают бейделлит и палыгорскит.

На совещании были также заслушаны доклады об использовании глин в народном хозяйстве. Помимо традиционных областей потребления глинистого сырья (строительство, химическая промышленность, металлургия, керамика, бурение и т. д.), все более ясными становятся пути переработки глин для получения глинозема и алюмокремниевых сплавов; этот вопрос был подробно рассмотрен в докладе Н. И. Еремина, В. А. Мазеля и С. И. Бенеславского. Большая работа была проделана по расширению сырьевой базы промышленности, использующей глины. Значительный интерес представляет открытие нового Алексеевского каолинового месторождения в районе Кокчетава (Казахстан), где первичные каолины, по А. И. Наумову, связаны с мезозойской корой выветривания.

Большой интерес вызвал доклад О. П. Мчедлова-Петросяна, в котором дан детальный физико-химический анализ процесса получения керамзита и предложены математические уравнения для его регулирования. В отдельных докладах сформулированы предложения об использовании в качестве удобрений глин с гипсом и карбонатами, как носителей комплекса элементов питания и активаторов роста и плодоношения растений (Н. М. Ивкин, В. А. Соколов), а также вермикулитсодержащих пород Ковдорского месторождния (Л. С. Травникова). С. Н. Алешин и А. И. Курбатов показали важность данных минерального состава для характеристики почв.

Совещание, краткие сведения о котором изложены выше, явилось свидетельством большой работы по изучению глинистых минералов и глин, проведенной в нашей стране. Оно несомненно будет способствовать дальнейшему развитию многообразных исследований, посвященных глинистому веществу.

Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии
Москва

Дата поступления
13.II.1967

НОВОЕ МЕЖДУНАРОДНОЕ ОБЩЕСТВО ПО ИЗУЧЕНИЮ ГЛИН

В июне 1966 г. Международная комиссия по изучению глин, созданная в 1948 г., была преобразована в Международную Ассоциацию по изучению глин — Assotiation International pour l'Etude des Argiles (AIPEA).

Задача Ассоциации — способствовать международному сотрудничеству в изучении и использовании глин. Этой цели будут служить международные конференции, полевые экскурсии, посещение центров изучения и использования глин, публикация результатов исследований по глинам и международных дискуссий, кооперация с другими международными организациями, заинтересованными в исследовании глин и технологии их использования.

Руководящими лицами и членами совета Ассоциации на период с 1966 по 1969 г. являются:

Президент — доктор П. Графф-Петерсен (Институт минералогии и геологии, Копенгаген, К, Остервольд 7).

Вице-президент — проф. Ф. В. Чухров (СССР).

Генеральный секретарь — проф. У. Швертман (Зап. Берлин).

Казначей — проф. Дж. Л. Уайт (США).

Главный редактор — доктор Л. Хеллер (Израиль).

Бывший президент — проф. И. Розенквист (Норвегия).

Члены совета Ассоциации: проф. Я. К. Бентор (Израиль); проф. Г. У. Бриндли (США); проф. Ж. Ж. Фрипиа (Бельгия); доктор Р. К. Макензи (Великобритания); проф. Э. Немец (Венгрия); проф. И. Широки (Япония); проф. Т. Судо (Япония); доктор Г. Уокер (Австралия).

Членами Ассоциации могут быть отдельные ученые, организации и компании. Ежегодный членский взнос — 5 швейцарских франков (или эквивалентная сумма в валюте других стран).

Главный редактор Н. М. СТРАХОВ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Г. И. БУШИНСКИЙ, Б. М. ГИММЕЛЬФАРБ, Е. А. ГОЛОВИН, Т. Н. ДАВЫДОВА, Г. А. КАЛЕДА, А. Г. КОССОВСКАЯ, Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ, А. П. ЛИСИЦЫН, Н. В. ЛОГВИНЕНКО, А. Б. РОНОВ, П. П. ТИМОФЕЕВ, И. В. ХВОРОВА, В. Н. ХОЛОДОВ (ответственный секретарь), В. С. ЯБЛОКОВ

Chief Editor N. M. STRAKHOV

EDITORIAL BOARD:

G. I. BUSHINSKY, B. M. GIMMELFARB, E. A. GOLOVIN, T. N. DAVYDOVA, G. A. KALEDA, A. G. KOSSOVSKAJA, G. F. KRASHENINNIKOV, A. P. LISITZIN, N. V. LOGVINENKO, A. B. RONOV, P. P. TIMOFEEV, I. V. KHVOROVA, V. N. KHOLODOV (Secretary), V. S. YABLOKOV.

Адрес редакции:

Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7. ГИН АН СССР

Технический редактор *Е. И. Гришина*

Сдано в набор 1/VI-1967 г. Т-10626. Подписано к печати 26/VII-1967 г. Тираж 1350 экз.
Зак. 6766. Формат бумаги 70×108 1/16. Бум. л. 4 1/2. Печ. л. 12,6. Уч.-изд. листов 13,9.

2-я типография издательства «Наука». Москва, Шубинский пер., 10

ОПЕЧАТКИ

В № 3 журнала, на 21-й полосе (в сноске № 4)

напечатано:	следует читать:
...от В. В. Калиненко	...от В. В. Калинина

Цена 1 р. 25 к.

Индекс 70493

ПРИНИМАЕТСЯ ПОДПИСКА НА ЖУРНАЛЫ ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»

на 1968 год

ЖУРНАЛЫ ПО ГЕОЛОГО-ГЕОГРАФИЧЕСКИМ НАУКАМ

Название журнала	*К-во номеров в год*	*Подписная цена (годовая)*
Геология рудных месторождений	6	7 р. 20 к.
Геотектоника	6	7 р. 20 к.
Записки Всесоюзного минералогического общества	6	7 р. 20 к.
Известия Академии наук СССР Серия геологическая	12	18 р.
Известия Всесоюзного географического общества	6	5 р. 40 к.
Литология и полезные ископаемые	6	7 р. 50 к.
Океанология	6	9 р.
Геология и геофизика (журнал Сибирского отделения Академии наук СССР)	12	8 р. 40 к.

Подробные сведения о журналах издательства «Наука» публикуются в каталогах «Академкниги».

Подписка принимается общественными распространителями печати по месту работы и учебы, в пунктах подписки «Союзпечати», а также в любом почтамте и в отделениях связи.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»