



ISSN 0024-497X

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

1

1982

УДК 551.35.679.1 : 546.18 (265/266)

УРАН В ФОСФОРИТАХ ПОДВОДНЫХ ГОР ТИХОГО ОКЕАНА

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Батурин Г. Н., Коченов А. В., Дубинчук В. Т.</i> Уран в фосфоритах подводных гор Тихого океана	3
<i>Проскурин Г. П., Тарасенко В. С.</i> Об увеличении объема пород в коре выветривания габброидов Коростенского плутона	11
<i>Мамаев И. Н.</i> Аргиллизация терригенно-карбонатных пород на западном склоне Южного Урала и проблемы генезиса совместных накоплений гиббсита и галлуазита	17
<i>Беридзе М. А.</i> Тейфогенные флишоидные образования в байосской вулканогенной толще Грузии	30
<i>Кориневский В. Г.</i> Подводные вулканоклловияльные отложения Урала	41
<i>Булгакова М. Д.</i> Литологические особенности формационных комплексов позднего палеозоя — раннего мезозоя Верхояно-Чукотской складчатой области	55
<i>Осовецкий Б. М.</i> Структура крупнообломочного аллювия по данным дробного гранулометрического анализа	67
<i>Богданова Л. А.</i> К петрографии углей усмунского района Южно-Якутского бассейна	78
<i>Тимофеев П. П., Валиев Ю. Я., Адамчук И. П., Пачаджанов Д. Н.</i> Закономерности распределения и формы нахождения К, Rb и Cs в карбонатных породах юры Гиссарского хребта	91
<i>Свидзинский С. А., Деревягин В. С., Вязовов В. В., Ковальский Ф. И., Седлецкая Н. М.</i> Кизерит Эльтонского месторождения и перспективы его промышленного использования	100
<i>Анатольева А. И.</i> Проблемы изучения докембрийских континентальных ландшафтов	109

Краткие сообщения

<i>Фурмакова Л. Н., Михайлов Б. М.</i> О влиянии палеогеографических условий на характер изоморфных замещений в гетите из кор выветривания ультрабазитов	116
<i>Лаврушин Ю. А., Ципурский С. И., Голубев Ю. К.</i> Об одном варианте преобразования глинистого вещества в процессе моренного седиментогенеза	120
<i>Гревцев А. В.</i> Характер перекристаллизации в зернистых карбонатных породах (на примере девонских отложений центральных районов северо-востока СССР)	126
<i>Мащак М. С., Езерский В. А.</i> Кластические дайки в импактиках и аллогенных брекчиях карской астроблемы	130
<i>Ивлев Н. Ф., Пустыльников А. М.</i> Магнезит в вендско-нижнекембрийских соленосных отложениях юга Сибирской платформы	136

Хроника

<u>Вассоевич Н. Б.</u> , Карнюшина Е. Е., Конюхов А. И., Назаревич И. А., Фролов В. Т. О IV Всесоюзном семинаре по проблеме «Осадочные бассейны и их нефтегазоносность»	142
---	-----

CONTENTS

<i>Baturin G. N., Kochenov A. V., Dubinchuk V. T.</i> Uranium in phosphorites of the Pacific underwater mountains	3
<i>Proskurin G. P., Tarasenko V. S.</i> On increase of rock volume in the weathering crust of gabbroids of the Korostensky pluton	11
<i>Mamaev I. N.</i> Argillization of terrigenous-carbonate rocks on the western slope of the South Urals and problems of genesis of joint gibbsite and halloysite accumulations	17
<i>Beridze M. A.</i> Tephrogenous flishoid deposits in the Bajocian volcanogenic strata of Georgia	30
<i>Korinevsky V. G.</i> Underwater volcanocolluvial deposits of the Urals	41
<i>Bulgakova M. D.</i> Lithological features of Late Paleozoic-Early Mesozoic formational complexes of the Verkhoyansk-Okhotsk folded area	55
<i>Osovetsky B. M.</i> Structure of coarse-detrital alluvium according to data of fractional granulometric analysis	67
<i>Bogdanova L. A.</i> On coal petrography of the Usmunsky region of the South-Yakutsk basin	78
<i>Timofeev P. P., Valiev Yu. Ya., Adamchuk I. P., Pachadzhayev D. N.</i> Regularities of distribution and forms of occurrence of K, Rb and Cs in Jurassic carbonate rocks of the Gissar ridge	91
<i>Svidzinsky S. A., Derevyagin V. S., Vyazovov V. V., Koval'sky F. I., Sedletsky N. M.</i> Kiesserite of the Ed'ton deposit and perspectives of its commercial exploitation	100
<i>Anatolieva A. I.</i> Problems of studying the Precambrian continental landscapes	109

Brief communications

<i>Furmakova L. N., Mikhailov B. M.</i> Influence of paleogeographical conditions on the character of isomorphous substitutions in goethite from the ultrabasites weathering crusts	116
<i>Lavrushin Yu. A., Tsipursky S. I., Golubev Yu. K.</i> On a variant of clay matter transformation in the process of morainic sedimentogenesis	120
<i>Grevtsev A. V.</i> Character of recrystallization in granular carbonate rocks (on example of Devonian deposits in the central regions of the USSR North-East)	126
<i>Mashchak M. S., Yezersky V. A.</i> Clastic dykes in impactites and allogenic breccias of the Kara astrobleme	130
<i>Ivlev N. F., Pustyl'nikov A. M.</i> Magnesite in Vendian-Lower Cambrian salt-bearing deposits of the Siberian platform south	136

Chronicles

<u>Vassoevich N. B.</u> , <i>Karnyushina E. E., Konyukhov A. I., Nazarevich I. A., Frolov V. T.</i> On IV All-Union Seminar on the problem «Sedimentary basins and their oil — and gas reserves»	142
--	-----

УДК 551.35.679.1 : 546.18(265/266)

УРАН В ФОСФОРИТАХ ПОДВОДНЫХ ГОР ТИХОГО ОКЕАНА

БАТУРИН Г. Н., КОЧЕНОВ А. В., ДУБИНЧУК В. Т.

Содержание урана в фосфоритах подводных гор Тихого океана не превышает $10^{-4}\%$, что значительно ниже по сравнению с фосфоритами подводных окраин континентов и месторождений на суше. Фосфат не основной носитель урана, который неравномерно распределяется в гидроокисном железомарганцевом, фосфатном, силикатном и карбонатном материале. Та часть урана, которая связана с фосфатом, не является в нем изоморфной примесью. Уран локализован в породе в форме тонкодисперсных включений неизвестного состава. Обнаружены также ультрамикроскопические включения окислов четырехвалентного урана.

Фосфориты относятся к числу пород, являющихся концентраторами урана, но содержание в них этого элемента колеблется в широких пределах, от 10^{-5} до $10^{-2}\%$ [1, 2, 6, 13—15]. Причины этих колебаний выяснены недостаточно, но большинство исследователей связывает их с физико-химическими условиями фосфоритообразования, считая, что восстановительная обстановка способствует максимальной концентрации урана в фосфоритах благодаря его восстановлению и вхождению в кристаллическую решетку апатита [16, 18]. Для проверки этого положения необходимо исследовать геохимическое поведение урана в современных резко окислительных и резко восстановительных условиях. Для решения первой задачи благоприятным объектом служат фосфориты подводных гор Тихого океана, т. е. из пелагической зоны, характеризующейся резко окислительными условиями осадкообразования [11].

Подводные горы характерны для рельефа дна Тихого океана, и фосфориты распространены, судя по материалу драгировок, на большинстве из них. Возраст подводных гор различных секторов Тихого океана меняется, видимо, в пределах от юрского до четвертичного, возраст фосфоритов — в пределах от нижнемелового до четвертичного. Фосфориты и фосфатсодержащие породы представлены фосфатизированными известняками, конгломератами, брекчиями, а также базальтоидами и гиадокластитами, в которых поры и трещины заполнены фосфатизированным карбонатным материалом. Обломки этих пород нередко служат ядрами железомарганцевых конкреций [2, 3, 8, 9, 19, 20]. Нами исследовано 76 проб фосфоритов, фосфатных пород и костного фосфата, собранных с подводных гор Мид-Пасифик в северо-западной части Тихого океана в 48-м рейсе НИС «Витязь» (1979 г.). Содержание урана определялось химико-люминесцентным методом, содержания порообразующих элементов — стандартными методами химического анализа, распределение и формы нахождения урана — методами электронной микроскопии и микрорадиографии, идентификация минеральных фаз — микродифракцией и микрозондовым анализом.

Содержание урана в исследованных фосфоритах и фосфатизированных породах относительно стабильно, при колебаниях от 1,3 до $9,2 \cdot 10^{-4}\%$. Диапазон колебаний средних величин по типам пород более узок, от 1,9 до $5,8 \cdot 10^{-4}\%$ (табл. 1). Самые низкие содержания отмечены в фосфатном материале железомарганцевых корок и нескольких образцах слабофосфатизированных эффузивов, известняков и брекчий. Максимальные содержания установлены в породах тех же типов — фосфатизированных известняках, конгломератах, брекчиях, гиадокластитах. В фосфатизированных брекчиях наблюдается прямая связь между сте-

Содержание урана и фосфора в фосфоритах с подводных гор

Порода	Уран, $10^{-4}\%$			P_2O_5			U/ P_2O_5			Число проб
	от	до	среднее	от	до	среднее	от	до	среднее	
Фосфатизированная глина	—	—	2,4	—	—	8,19	—	—	0,30	1
Фосфатизированный ил	—	—	2,9	—	—	11,13	—	—	0,26	1
Фосфатизированные известняки с P_2O_5 , %:										
до 20	1,9	6,0	3,3	7,56	19,92	13,06	0,10	0,41	0,26	5
20—26	3,2	8,1	5,5	21,53	25,67	24,76	0,14	0,36	0,23	8
более 26	3,0	4,8	3,8	27,92	31,60	29,07	0,10	0,14	0,12	4
Кремнисто-фосфатная порода	—	—	3,2	—	—	28,26	—	—	0,12	1
Фосфатизированные конгломераты с P_2O_5 , %:										
до 21	3,4	7,3	5,3	18,32	20,73	19,25	0,18	0,35	0,26	2
более 22	3,0	3,2	3,1	22,21	27,52	24,86	0,12	0,14	0,13	2
Фосфатные желваки с P_2O_5 , %:										
до 16	—	—	3,5	—	—	15,35	—	—	0,23	1
более 24	1,4	4,3	3,2	24,25	28,15	25,90	0,06	0,15	0,12	3
Фосфатизированные брекчи с P_2O_5 , %:										
до 19	1,6	3,7	2,9	7,50	18,92	13,18	0,21	0,31	0,23	6
более 20	2,5	8,5	5,1	20,15	26,95	23,23	0,09	0,37	0,22	8
Цемент брекчи	2,5	9,2	5,8	27,24	27,86	27,55	0,09	0,33	0,21	2
Фосфатизированные гиалокластиты с P_2O_5 , %:										
до 20	2,8	7,8	4,4	9,16	17,01	13,31	0,21	0,49	0,33	5
более 23	3,3	6,3	4,7	23,12	23,56	23,34	0,14	0,27	0,20	2
Фосфатизированная пемза	2,5	3,3	2,9	7,27	16,65	11,96	0,20	0,34	0,27	2
Ядра железомарганцевых конкреций										
фосфатизированные эффузивы	1,3	6,8	3,6	6,78	20,10	14,50	0,19	0,33	0,24	5
фосфатизированные известняки	3,3	6,3	4,7	23,12	23,56	23,34	0,14	0,27	0,20	2
Железомарганцевые корки с фосфатом	1,3	5,0	3,8	6,01	14,82	8,87	0,17	0,70	0,42	5
Фосфатный прослой в корке	—	—	1,9	—	—	30,46	—	—	0,06	1
Фосфатизированный базальт с P_2O_5 , %:										
до 10	2,1	2,3	2,2	4,76	9,76	7,78	0,21	0,46	0,31	3
более 10	—	—	3,2	—	—	18,52	—	—	0,17	1
Фосфатная корка на базальте	—	—	4,5	—	—	26,75	—	—	0,18	1
Костный фосфат	—	—	0,7	—	—	34,58	2	2	0,02	1
эмаль зуба акулы	6,3	12,9	9,2	24,02	28,80	27,11	0,22	0,54	0,35	4
кости китообразных										

пенью фосфатизации породы и содержанием в ней урана, которое повышается от слабофосфатизированных к сильнофосфатизированным образцам — в среднем от 2,9 до $5,8 \cdot 10^{-4}\%$. Но в целом в исследованных породах такая связь отсутствует, в фосфатизированных известняках содержание урана меняется независимо от содержания фосфора, в фосфатизированных гиалокластитах оно остается практически неизменным, а в других типах пород наблюдается обратная зависимость между содержаниями этих элементов.

Особого внимания заслуживает поведение урана в костном фосфате подводных гор. В эмали зуба акулы отмечено минимальное содержание урана $0,7 \cdot 10^{-4}\%$, в относительно пористых костях китообразных — максимальное ($12,9 \cdot 10^{-4}\%$) по отношению ко всем остальным пробам. Аналогичная закономерность выявлена ранее при исследовании костного материала из глубоководных пелагических зон океана [10]. Отношения U/ P_2O_5 , характеризующие потенциальную силу связи урана с фосфатом,

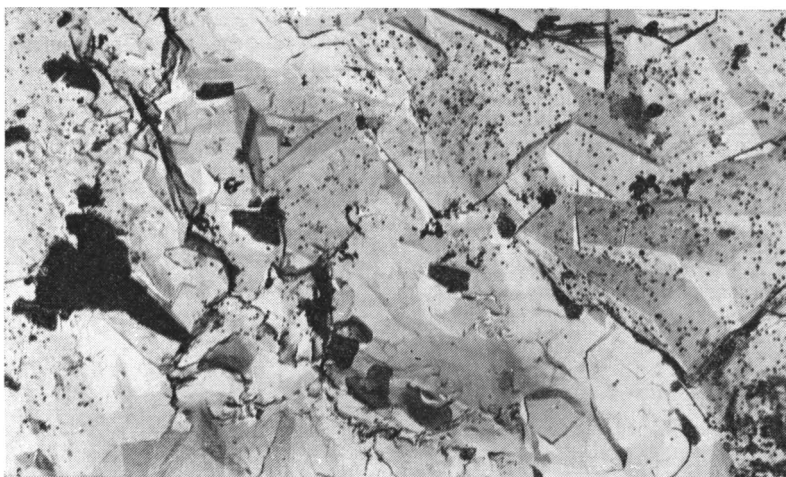
Содержание U ($10^{-4}\%$), P_2O_5 , CO_2 и $C_{орг}$ (%) в фосфоритах подводных гор

Стан-ция	Порода	U	P_2O_5	CO_2	$C_{орг}$	$U/C_{орг} \times 10^{-4}$
6259	Фосфатизированный форамини-феровый ил	2,9	11,13	28,43	0,34	9
6261	Слабофосфатизированный известняк	6,0	17,17	23,61	0,25	24
6266	То же	3,2	19,30	17,47	0,23	14
6261	Фосфатизированный известняк	5,0	23,50	15,17	0,32	15
6348	Сильнофосфатизированный известняк	4,8	27,17	4,98	0,14	34
6366	То же	4,0	31,10	5,60	0,23	17
6366	»	3,0	31,60	5,33	0,33	9
6348	»	3,2	31,60	5,41	0,25	13
6343	Кремнисто-фосфатная порода	3,2	28,26	3,77	0,27	12
6265	Фосфатизированный конгломерат	3,2	26,10	3,75	0,12	27
6349	Фосфатизированный желвак	1,4	27,90	10,17	0,22	6
6333	Фосфатизированная брекчия	2,5	29,42	3,43	0,18	14
6348	Цемент из брекчии	2,5	27,86	4,49	0,13	19
6348	Рудная корка	4,2	6,01	2,20	0,12	35
6358	Фосфатный прослой в рудной корке	1,9	30,30	4,90	0,18	10
6352	Фосфатизированный базальт	3,2	17,80	6,87	0,09	36

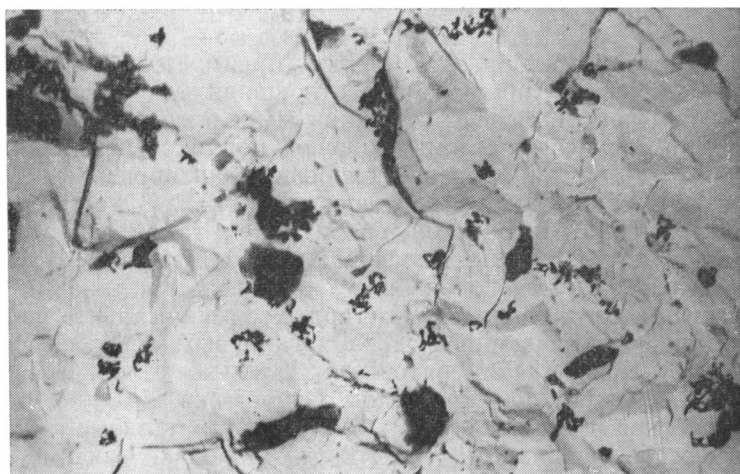
во всех исследованных образцах низкие, преимущественно $(0,1-0,3) \cdot 10^{-4}$. Минимальные величины этого отношения для фосфатных пород $(0,06 \cdot 10^{-4})$ отмечены в фосфатизированном желваке из конгломерата и фосфатном прослое из железомарганцевой корки; максимальные величины (до $0,70 \cdot 10^{-4}$) — в образцах слабофосфатизированных гиалокластитов, базальтов и в железомарганцевых корках. В костном фосфате диапазон изменений этого отношения в целом такой же: от $0,02 \cdot 10^{-4}$ в эмали зуба акулы до $0,54 \cdot 10^{-4}$ в кости китообразного. В 16 пробах фосфоритов и фосфатных пород было определено содержание $C_{орг}$, оно находится в пределах $0,09-0,34\%$ (табл. 2). Минимальное содержание $C_{орг}$ характерно для образцов железомарганцевых корок, фосфатизированных базальтов и конгломератов, максимальное — для фосфатизированных известковых пород и осадков. Отношения $U/C_{орг}$ в этом материале колеблются в диапазоне $(6-36) \cdot 10^{-4}$; минимальные величины отмечены в фосфатизированных известковых породах, максимальные — в фосфатизированном базальте и в железомарганцевой корке.

Исследование рассматриваемых пород с помощью электронного микроскопа в комбинации с микроавторадиографическим методом [5] показало, что уран распределяется в них крайне неравномерно. Радиоактивные обособления, к которым приурочены кристаллы серебра, имеют округлую, реже хлопьевидную форму и размеры, обычно не превышающие сотых долей микрометра в поперечнике [5]. В кристаллическом фосфате радиоактивные центры распределены неравномерно, местами образуют сгущения на поверхности кристаллов без какой-либо определенной закономерности (фиг. 1). В фосфате блоковой структуры радиоактивные центры также расположены неравномерно, но местами проявляют определенную тенденцию концентрироваться вдоль границ блоков (фиг. 2). В карбонатном материале радиоактивные центры встречаются, как правило, значительно реже, чем в фосфате. В раковинах кокколитофорид они единичны, в карбонате блоковой структуры неравномерно рассеяны по поверхности блоков, о чем свидетельствуют выпавшие кристаллы серебра (фиг. 3). В отличие от фосфата аналогичной структуры в карбонате не наблюдается концентрации радиоактивных центров вдоль границ блоков.

На чешуйчатых слоистых силикатах обнаружены кристаллы серебра, указывающие на выделения единичных радиоактивных центров. На нитевидных слоистых силикатах радиоактивные центры распределены



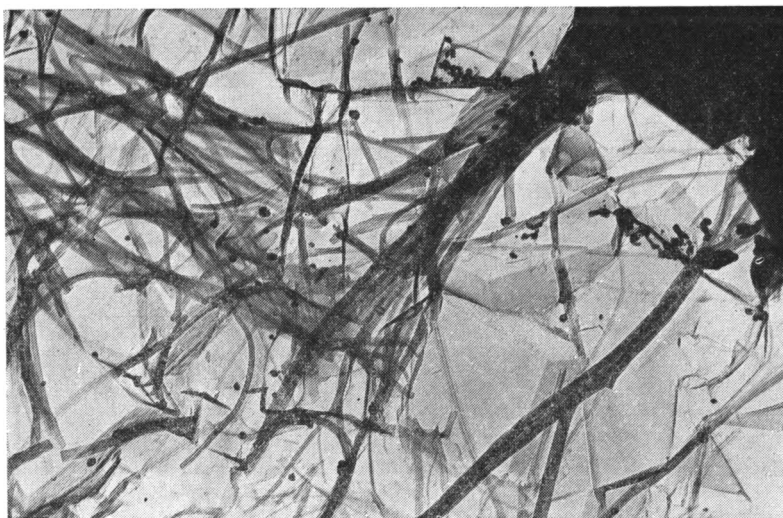
Фиг. 1. Рассеянное распределение урана в фосфатном веществе (электронно-микроскопическая авторадиграфия (ЭМАР) поверхности скола и реплики с экстракцией). Здесь и на фиг. 2, 3, 4 мелкие черные точки — выделения серебра над радиоактивными центрами. Увел. 30 000



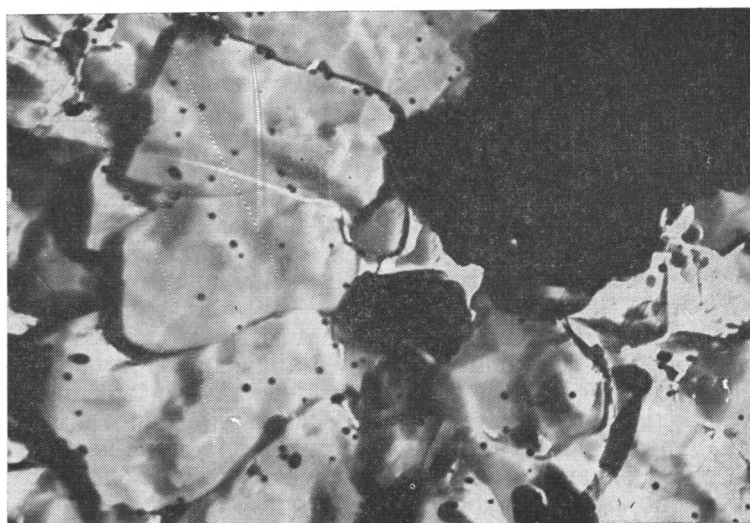
Фиг. 2. Концентрация радиоактивных центров по границам блоков фосфата. ЭМАР. Увел. 18 000

вдоль нитей. В тех случаях, когда нитевидные силикаты заключены в фосфатную массу, радиоактивные центры не проявляют четкой тенденции к концентрации в каком-либо одном из этих минералов (фиг. 4). Изредка ультрамикроскопические радиоактивные центры образуют плотные сгущения. С помощью микродифракции удалось установить, что в этих участках они представляют собой окислы урана. Одно из таких сгущений показано на фиг. 5. В другом образце в поликомпонентной фосфатнокарбонатной массе обнаружено овальное зерно уранинита размером $0,2 \times 0,4$ мкм, которое также дает четкую дифракционную картину.

Приведенные данные показывают, что поведение урана в фосфоритах подводных гор из пелагической зоны Тихого океана характеризуется рядом особенностей. Содержание урана в этом материале, как правило, значительно ниже, чем в фосфоритах океанских шельфов и фосфоритах морского происхождения на суше. В то же время эти содержания несколько выше по сравнению с пелагическими осадками океана, где они находятся в пределах $(1-3) \cdot 10^{-4}\%$ [1]. Максимальное содержание урана характерно для костного фосфата (за исключением эмали зубов аку-

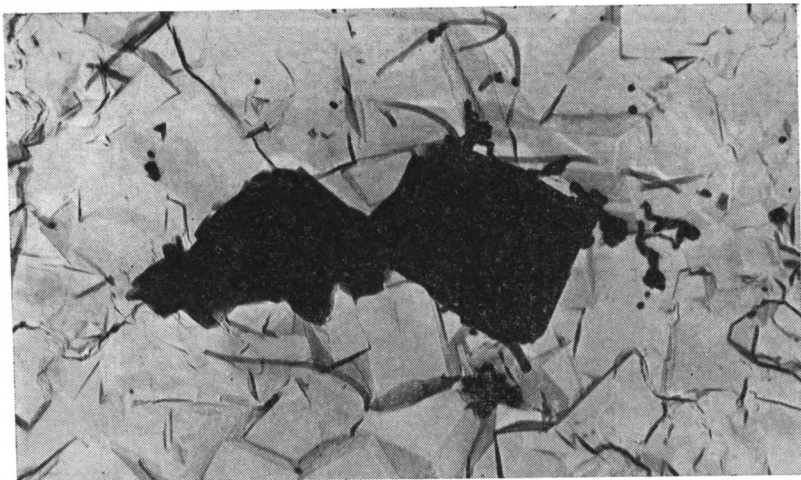


Фиг. 3. Радиоактивные центры на фрагментах раковины кокколитофориды. ЭМАР. Увел. 50 000



Фиг. 4. Радиоактивные центры, приуроченные к нитевидным слоистым силикатам в фосфатном веществе. ЭМАР. Увел. 34 000

лы), но и здесь оно значительно ниже, чем в костном фосфате с шельфов и абиссальных равнин океана [7, 10]. Уран в фосфоритах с подводных гор распределяется крайне неравномерно, и фосфатное вещество не основной носитель его. Судя по результатам фракционного анализа образцов с рудными корками (табл. 1), наиболее активными концентраторами урана в резко окислительной обстановке пелагического седиментогенеза являются гидроокислы железа и марганца. Для образцов фосфоритов и фосфатных пород с примесью этого материала характерны наиболее высокие содержания урана и более высокие отношения U/P_2O_5 по сравнению с чисто фосфатным материалом; фосфат в этих условиях оказывается второстепенным концентратором урана наряду со слоистыми силикатами. Заметим, что в осадочных породах с фоновыми содержаниями фосфора пелитоморфные слоистые силикаты зачастую являются основными носителями рассеянного урана [12]. Карбонатный материал, составляющий существенную примесь в большинстве исследованных пород, обладает минимальной способностью накапливать уран. Именно



Фиг. 5. Кубическое выделение окисла урана в фосфате. Электронная авто-
радиография и микродифракция. Увел. 30 000

с этими обстоятельствами связано отсутствие корреляции урана с фосфором в исследованных породах, низкие отношения U/P_2O_5 и их прогрессивное понижение по мере увеличения степени фосфатизации пород. Среднее значение U/P_2O_5 для всех проанализированных проб фосфоритов и фосфатных пород составляет $0,23 \cdot 10^{-4}$. В фосфоритах шельфов и кондиционных фосфоритах на суше значения этого коэффициента находятся в пределах $(1-2) \cdot 10^{-4}$ [6].

Органическое вещество, относящееся к числу основных концентраторов урана в осадочном процессе, в частности в морском и океанском седиментогенезе, не играет сколько-нибудь заметной роли в распределении этого элемента в исследованных фосфоритах. Равновесное для морского седиментогенеза отношение $U/C_{орг}$ во всех основных типах морских и океанских осадков, в которых преобладающая часть урана связана именно с органическим веществом, составляет $(2-3) \cdot 10^{-4}$ [1]. В рассматриваемых фосфоритах среднее значение этого коэффициента $18 \cdot 10^{-4}$, что наряду с крайне низкими содержаниями органического вещества в породах свидетельствует об отсутствии связи с ним урана. Та часть урана, которая связана с фосфатом, не является в нем изоморфной примесью, что доказывается неравномерным распределением урана и наличием локальных радиоактивных центров. Приуроченность скоплений урана к границам раздела блоков может быть обусловлена тем, что по мере кристаллизации фосфата содержащийся в нем уран вытеснялся к периферии формирующихся кристаллов. Менее вероятным представляется поступление урана в эти микрзоны после завершения кристаллизации фосфата.

Характер и распределение радиоактивных центров свидетельствуют о том, что основная часть урана в исследованных породах связана с неидентифицированной тонкодисперсной минеральной фазой. В тех единичных случаях, когда соединения урана образуют более крупные, хотя и микроскопические стяжения, ураноносная минеральная фаза представлена окислами четырехвалентного урана с решеткой, близкой к ураниниту. Для образования уранинита, в котором уран находится в четырехвалентном состоянии, необходима резко восстановительная обстановка [13]. Такая обстановка могла существовать на подводных горах на раннем этапе их развития, когда вершины их представляли собой острова или мелководные банки и когда происходило накопление осадков, обогащенных органическим веществом [19, 23]. Существование такой обстановки подтверждают также отдельные находки в фосфоритах с рассматриваемых подводных гор глауконита, пирита и галенита [5, 9]. Возможно, тогда же образовались и окислы урана, которые были за-

тем герметизированы в фосфате, что предохранило их от последующего окисления.

Концентрация урана в фосфоритах на подводных окраинах континентов происходит в восстановительной обстановке и сопровождается его частичным восстановлением до четырехвалентного состояния [4], о чем также свидетельствует тенденция к прямой зависимости между содержанием общего и четырехвалентного урана в этих фосфоритах [21]. В фосфоритах, подвергшихся затем перемыву и экспонированных на поверхности дна, в контакте с кислородсодержащей водой четырехвалентный уран частично окисляется и выщелачивается из поверхностного слоя породы. Выщелачивание урана происходит также из окисленных океанических осадков. Но в том и другом случае в этот процесс вовлекается лишь до 30% от валового содержания урана в породах и осадках [21, 22]. Поэтому, каковы бы ни были условия первоначального поступления урана в рассматриваемые породы, концентрация его, видимо, никогда не была в них существенно выше современного уровня. Если предположить, что фосфоритообразование на подводных горах происходило ниже уровня океана за счет контакта известняков с кислородсодержащей океанской водой, то это совершенно не повлекло за собой концентрации в них урана, что, как полагал Эймс [17], должно было бы произойти с вхождением уранил-иона в решетку фторкарбонатапатита. Как мы видели, в исследованных фосфатизированных известняках не наблюдается ни повышенных концентраций урана, ни его изоморфизма по отношению к кальцию фосфатов. Таким образом, признание модели Эймса неминуемо влечет за собой опровержение гипотезы о глубоководном генезисе рассматриваемых фосфоритов. Для более основательного рассмотрения этого вопроса необходимы сведения о геохимии урана в островных фосфоритах, которыми мы пока не располагаем.

Судя по геологическим данным, фосфориты на подводных горах представлены несколькими возрастными генерациями, которые могли существенно различаться по физико-химическим параметрам среды своего формирования. Видимо, этим определялось и поведение урана, часть которого поступила в фосфатизированные породы во время мелководного этапа развития подводных гор, а часть после завершения формирования фосфоритов, при инкрустации их железомарганцевыми корками. Но ни на одном из этих этапов не возникли условия для концентрации урана, который оказался рассеянным в различных компонентах пород.

Литература

1. Батулин Г. Н. Уран в современном морском осадкообразовании. М.: Атомиздат, 1979, 152 с.
2. Батулин Г. Н. Фосфориты на дне океана. М.: Наука, 1978, 230 с.
3. Батулин Г. Н., Безруков П. Л. Фосфориты и фосфоритовые отложения на дне океанов.— В кн.: Международный геологический конгресс. 25 сессия. Доклады советских геологов. Палеонтология и морская геология. М.: Наука, 1976, с. 206—221.
4. Батулин Г. Н., Дубинчук В. Т. О формах урана в океанских фосфоритах.— Океанология, 1978, т. 18, вып. 6, с. 1036—1041.
5. Батулин Г. Н., Дубинчук В. Т. Микроструктуры океанских фосфоритов. М.: Наука, 1979, 200 с.
6. Батулин Г. Н., Коченов А. В. Содержание урана в океанских фосфоритах.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 1, с. 124—129.
7. Батулин Г. Н., Коченов А. В., Сенин Ю. М. Концентрация урана в современных океанических осадках в зонах подъема вод.— Геохимия, 1971, № 4, с. 450—462.
8. Безруков П. Л., Андрущенко Н. Ф., Мурдмаа И. О., Скорнякова И. С. Фосфориты на дне центральной части Тихого океана.— Докл. АН СССР, 1969, т. 185, № 4, с. 913—916.
9. Безруков П. Л., Батулин Г. Н., Блисковский В. З. Вещественный состав океанских фосфоритов.— В кн.: Вещественный состав фосфоритов. Новосибирск: Наука, с. 65—79.
10. Блох А. М., Коченов А. В. Элементы-примеси в костном фосфате ископаемых рыб.— В кн.: Геология месторождений редких элементов. Вып. 24. М.: Недра, 1964. 108 с.
11. Виноградов А. П. Введение в геохимию океанов. М.: Наука, 1967.
12. Гавшин В. М., Бобров В. В., Пяллинг А. С., Лаврентьев Ю. Г. Сорбенты урана в осадочных породах и вопросы происхождения рудообразующих растворов.— Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, 1975, вып. 286, с. 57—63.

13. Наумов Г. Б., Коченов А. В., Герасимовский В. И., Германов А. И. Уран в осадочных породах.— В кн.: Основные черты геохимии урана. М.: Наука, 1963, с. 238—289.
14. Хейнрих Э. Минералогия и геология радиоактивного минерального сырья. М.: Изд-во иностр. лит., 1962, 605 с.
15. Холодов В. Н. О редких и радиоактивных элементах в фосфоритах.— Тр. ИМГРЭ, 1963, вып. 17, с. 67—108.
16. Altschuler L. S., Clarke R. S., Young E. J. Geochemistry of uranium in apatite and phosphorite.— Geol. Surv. Profess. Pap., 1958, v. 314-D, 90 p.
17. Ames L. L. Some cation substitutions during the formation of phosphorite from calcite.— Econ. Geol., 1960, v. 55, № 2, p. 354—362.
18. Clarke R. S., Altschuler L. S. Determination of the oxidation state of uranium in apatite and phosphorite deposits.— Geochim. et cosmochim. acta, 1958, v. 41, № 6, p. 127—142.
19. Hamilton E. L. Sunken islands of the mid-pacific mountains.— Geol. Soc. Amer. Mem., 1956, № 64, 97 p.
20. Heezen B. C. et al. Western Pacific guyots.— Init. Rep. Deep-Sea Drilling Project, 1973, v. 20, p. 653—702.
21. Kolodny Y., Kaplan I. R. Uranium isotopes in sea-floor phosphorites.— Geochim. et cosmochim. acta, 1970, v. 34, № 1, p. 3—24.
22. Ku T. L. An evaluation of the U^{234}/U^{238} method as a tool for dating pelagic sediments.— J. Geophys. Res., 1965, v. 70, № 14, p. 3457—3474.
23. Vallier T., Thiede J. et al. Leg 62 probes the paleoenvironment.— Geotimes, 1979, v. 24, № 2, p. 24—26.

Институт океанологии АН СССР,
МИНГЕО СССР,
Москва

Поступила в редакцию
22.I.1981

УДК 551.311.231 : 552.5(477.42)

**ОБ УВЕЛИЧЕНИИ ОБЪЕМА ПОРОД
В КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ ГАББРОИДОВ
КОРОСТЕНСКОГО ПЛУТОНА**

ПРОСКУРИН Г. П., ТАРАСЕНКО В. С.

При изучении коры выветривания рудных троктолитов Коростенского плутона выявлено несоответствие между значительным уменьшением абсолютного содержания TiO_2 в 1 см^3 остаточных руд и высокой устойчивостью ильменита в зоне выветривания. Уменьшение абсолютного содержания TiO_2 объясняется увеличением объема исходного субстрата в связи с процессами гидратации и гидролиза силикатов и алюмосиликатов и образованием слоистых гидрофильных минералов с 2 : 1 слоями.

Кора выветривания габброидов Коростенского плутона изучена достаточно полно [1—3, 6—8, 11, 12]. Установлено зональное строение коры, минеральные превращения, распределение химических элементов и баланс вещества по разрезу элювия, изменение физических свойств пород в процессе выветривания и т. д. Авторы исследовали площадную кору выветривания рудных троктолитов и пришли к выводу, что выветривание сопровождалось увеличением исходного объема пород. Это привело к существенному уменьшению содержания ильменита в 1 см^3 остаточных руд по сравнению с коренными.

Троктолиты имеют выдержанный минеральный состав: 40% плагиоклаза, 30—35% оливина, 8—10% моноклинного пироксена, 12% рудных минералов, 5% апатита. Рудные минералы представлены ильменитом и в меньшей степени титаномagnetитом. Важная особенность троктолитов — постмагматическое изменение породообразующих минералов. Наиболее интенсивно изменен оливин, кристаллы которого замещены агрегатами серпентина, талька, хлорита, биотита; пироксен — хлоритом, роговой обманкой; плагиоклаз — мелкочешуйчатым серицитом и соссюритом. По рудным троктолитам сформировалась мощная кора выветривания (20—30 м). В зоне I коры гидратации и выщелачиванию особенно подвержены постмагматические слоистые минералы (хлорит, слюды, серпентин и др.), по которым развиваются гидрохлорит, гидрослюда, Fe—Al-монтмориллонит, нонтронит, гидроокислы железа. Зона II коры сложена существенно монтмориллонитовой глинистой породой. Монтмориллонит сильножелезистый ($N'g=1,565$; $N'p=1,538$), замещает гидрохлорит, оливин, частично плагиоклаз, образует чешуйчатые и пластинчатые агрегаты. По биотиту развились крупные веерообразные сростки триоктаэдрической гидрослюда и монтмориллонита. В виде примеси присутствует гидрохлорит, в верхних горизонтах зоны появляется каолинит. Порода пропитана гидроокислами железа, окрашивающими ее в бурый тон.

Зона III сложена гетит-монтмориллонит-каолинитовой минеральной ассоциацией. Порода зеленовато-желто-бурая, в верхних горизонтах красно-бурая, охристая, с крупночешуйчатой микроструктурой. Встречается много червеобразных каолинитовых сростков, унаследовавших форму чешуек гидрослюда и монтмориллонита. По плагиоклазу развился мелкочешуйчатый и пелитоморфный каолинит. На дифрактограммах глинистой фракции пород I и II зон коры выветривания наблюдаются рефлексы нонтронита ($d_{001}=14,7\text{ \AA}$, в этиленгликоле — $16,7\text{ \AA}$; $d_{040}=1,519\text{ \AA}$), Fe—Al-монтмориллонита ($d_{001}=15,2\text{ \AA}$; $d_{040}=1,50\text{ \AA}$), стеатита (9,3; 3,11; 2,85 $\text{\AA}$), гидрослюда (10; 5 $\text{\AA}$). На дифрактограммах образцов

Распределение TiO_2 по минеральным фракциям рудных троктолитов (на материале технологических проб) и остаточных руд, %

Минеральная фракция	Выход	Содержание	Распределение
Рудные троктолиты			
Ильменитовая	11,6—12,6	49,7—49,82	80—84
Титаномагнетитовая (магнитный ильменит+титаномагнетит)	1,3—1,8	37,4—45,8	6,4—11,4
Оливиновая	36,1—43,4	1,47—1,53	7,4—8,4
Апатит	4,5—6,0	Не обнаружено	—
Плагноклаз	37,1—46,0	0,19—0,24	1,2
Остаточные руды троктолитов			
Ильменитовая	15,1—16,3	51,1—51,5	84,8—87,0
Титаномагнетитовая	1,2—1,5	45,8—49,0	5,9—7,4
Прочие минералы (силикаты, алюмосиликаты)	12,0—15,5	1,3—1,62	1,7—2,5
Глинистые минералы	67,3—69,9	0,75	5,3—5,6

из III зоны преобладают каолинитовые рефлексы (7,1; 3,56; 2,44 Å). Степень кристалличности каолинита, рассчитанная по методу Хинкли [14], составляет 0,2.

Характер распределения TiO_2 по основным минералам и фракциям рудных троктолитов приведен в табл. 1 (расчет сделан на материале представительных технологических проб И. Ф. Кашкаровым и Ю. А. Попкановым). С ильменитом связано 80—84% общего содержания TiO_2 в руде. От 6,4 до 11,7% TiO_2 присутствует в сильномагнитной фракции, названной условно титаномагнетитовой. В оливиновой фракции установлено 7,8—8,8% TiO_2 ; титан находится преимущественно в виде микровключений ильменита и, по-видимому, незначительной изоморфной примеси в оливине и продуктах его изменения. В плагноклазах титан связан с тончайшими пластинчатыми выделениями ильменита вдоль трещинок спайности.

Таким образом, титан присутствует в рудных троктолитах преимущественно в форме ильменита (индивидуальные зерна и микровключения в других минералах). В коре выветривания троктолитов содержание ильменита составляет 15,1—16,3%, титаномагнетита 1,2—1,5, апатита 4,1—4,8%. Как и в исходном субстрате, основная часть TiO_2 в остаточной руде сосредоточена в ильмените (84,8—87,0%), в титаномагнетите 5,9—7,4%, в глинистых шламах 5,3—5,6% от общего содержания TiO_2 . В остаточной руде значительно уменьшилось содержание щелочей, щелочных земель и закисного железа, но несколько возросла концентрация полуторных окислов.

Проведен расчет абсолютных содержаний окислов химических элементов методом абсолютных масс [9, 10, 13]. Абсолютные содержания окислов определялись по формуле $N = A \cdot \gamma / 100$, где N — количество окисла, мг/см³; A — содержание окисла, %; γ — объемный вес породы. Из данных табл. 2 можно сделать вывод о высокой подвижности титана, так как коэффициент устойчивости (K_u), представляющий собой отношение абсолютного содержания элемента в 1 см³ выветрелой породы к содержанию в 1 см³ исходного субстрата [9], равен 0,68.

В целом в элювии рудных троктолитов величина K_u , рассчитанная для TiO_2 , составляет 0,63—0,68 (содержание TiO_2 в коренной руде, по данным многих сотен определений, составляет 250—270 мг/см³, а в каолиновой зоне остаточных руд 170—190 мг/см³).

Представление высокой подвижности титана вступает в явное противоречие с данными [4, 5] о слабой миграционной способности элементов-гидролизатов в коре выветривания, а также с фактом незначительной измененности ильменита в элювии троктолитов (16—24% по [11]).

Таблица 2

Химический состав пород и распределение окислов химических элементов в коре выветривания рудных троктолитов *

Зоны коры	Глубина, м	Окислы, %															
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₂	П.п.п.	CO ₂	H ₂ O	Сумма
III	28,0	37,96	10,80	17,01	7,06	7,60	0,12	3,25	2,98	1,32	0,43	2,49	0,03	6,21	0,64	2,64	99,90
II	34,5	36,36	8,46	12,63	11,04	6,74	0,13	6,64	4,12	1,83	0,57	2,40	0,02	4,69	0,80	3,08	99,74
I	45,0	25,11	8,92	10,98	11,29	10,64	0,15	7,42	4,88	1,68	0,57	2,65	0,04	4,01	2,95	1,92	100,29
0	50,0	34,95	9,00	10,29	5,22	16,41	0,20	8,02	7,79	2,24	0,72	3,40	0,33	1,75	—	—	100,32

Абсолютные содержания окислов, мг/см³

Зоны коры	Объемн. вес, г/см ³	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Сумма
III	1,68	637,72	181,44	285,76	118,60	127,68	2,01	54,60	50,06	22,17	7,22	41,83	1529,09
II	2,06	749,01	174,27	260,17	227,42	138,84	2,67	136,78	84,87	37,69	11,74	49,44	1872,90
I	2,36	828,59	210,51	259,12	266,44	251,10	3,54	175,11	115,16	39,64	13,45	62,54	2225,20
0	2,95	1031,02	265,50	303,55	153,99	484,09	5,90	236,59	229,80	66,08	21,24	100,30	2897,97
K _y		0,62	0,68	0,94	0,77	0,26	0,34	0,23	0,21	0,33	0,34	0,41	

Баланс вещества, мг/см³

III	—393,30	—84,06	—17,79	—35,39	—356,41	—3,89	—181,99	—179,74	—43,91	—14,02	—58,47	—1368,88
II	—282,01	—91,23	—43,38	+73,43	—345,25	—3,23	—99,81	—144,93	—28,49	—9,50	—50,86	—1025,07
I	—202,43	—54,99	—44,43	+112,45	—232,99	—2,36	—61,48	—114,64	—26,44	—7,79	—37,76	—672,77
0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

* Расчет выполнен исходя из принципа сохранения объема элювиального продукта без изменения

Содержание TiO_2 в ильмените рудных троктолитов и коры выветривания

Типы руд	Плотность ильменита, г/см ³	Содержание TiO_2 , %	Абсолютное содержание TiO_2 , мг/см ³
Остаточные руды коры выветривания	4,63	51,5	238,0
Рудные троктолиты	4,78	49,8	238,0

Таблица 4

Распределение абсолютных содержаний TiO_2 по минеральным фракциям рудных троктолитов и остаточных руд

Коренные руды			Остаточные руды		
минеральная фракция	распределение TiO_2 , %	содержание TiO_2 , мг/см ³	минеральная фракция	распределение TiO_2 , %	содержание TiO_2 , мг/см ³
Ильменитовая	84	223,0	Ильменитовая	86,9	157,6
Титаномагнетитовая	6,8	18,0	Титаномагнетитовая	5,9	10,7
Оливиновая	8,0	21,0	Силикаты — алюмосиликаты	1,7	3,1
Плагноклазовая	1,2	3,5	Шламы	5,5	10,0
Сумма		265,5			181,4

Таблица 5

Уменьшение содержания TiO_2 в коре выветривания рудных троктолитов (по фракциям)

Минеральная фракция	TiO_2 , мг/см ³	TiO_2 , %
Ильменитовая	65,4	77,8
Титаномагнетитовая	7,3	8,7
Силикатная (оливин, плагноклаз, шламы)	11,4	13,5
Сумма	84,1	100,0

Степень выщелачивания ильменита составляет не более 1—2% и связана преимущественно с выносом железа, вынос титана из ильменита не установлен (табл. 3). В то же время в общем уменьшении абсолютного содержания TiO_2 в 1 см³ элювия, составившим 84,1 мг (табл. 4 и 5), основная доля (77,8%) приходится на TiO_2 ильменита и титаномагнетита (8,7%).

Таким образом, применение метода абсолютных масс приводит к явному несоответствию между значительным уменьшением содержания TiO_2 в единице объема коры выветривания и практически полным отсутствием выщелачивания титана из ильменита. Возникшее противоречие легко устраняется, если предположить, что выветривание рудных троктолитов происходит без выноса TiO_2 ($K_y=1$), а фиксируемое уменьшение абсолютного содержания TiO_2 в единице объема обусловлено увеличением объема элювиального продукта в связи с процессами гидратации и гидролиза силикатов и алюмосиликатов и образованием слоистых гидрофильных минералов с 2:1 слоями (монтмориллонит, гидрослюда и т. д.). Если обозначить сходный единичный объем субстрата через y_1 , а концентрацию TiO_2 в нем как c_1 , то находящееся в этом объеме количество TiO_2 , равное $y_1 c_1$, будет распределено в большем объеме y_2 остаточных руд при меньшем значении c_2 . Отсюда $y_1 c_1 = y_2 c_2 = \text{const}$ и $y_2 = y_1 c_1 / c_2$. Тогда $\Delta y = y_2 - y_1 = y_1 c_1 / c_2 - y_1 = y_1 (c_1 / c_2 - 1)$. Приняв $y_1 = 1$, получаем $\Delta y = c_1 / c_2 - 1$.

Следовательно, величину приращения объема пород при их выветривании можно определить по соотношению абсолютных содержаний неподвижного компонента TiO_2 в единице объема исходной и выветрелой породы. Увеличение объема субстрата при выветривании необходимо

Таблица 6

Распределение окислов химических элементов в коре выветривания рудных троколитов (расчет сделан с учетом приращения объема $+\Delta y$), мг/см³

Зоны коры	Объемный вес, г/см ³	Δy , см ³	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	[Fe ₂ O ₃]	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
III	1,68	+0,46	931,07	265,5	417,20	173,15	186,41	2,93	79,71	73,08	32,36	10,54	61,07
II	2,06	+0,52	1138,49	265,5	395,45	345,67	211,03	4,05	207,90	129,00	57,28	17,86	75,14
I	2,36	+0,26	1044,02	265,5	326,49	335,71	316,38	4,46	220,63	145,10	49,94	16,94	78,80
0	2,95	—	1031,02	265,5	303,55	153,99	484,09	5,90	236,59	229,80	66,08	21,24	100,30
K _y			0,9	1,0	1,37	1,12	0,38	0,49	0,33	0,31	0,48	0,49	0,61
Б а л а н с в е щ е с т в а													
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Сумма	
III	-99,95	0	+113,65	+19,16	-297,88	-2,97	-156,88	-156,72	-33,72	-10,70	-39,23	-665,04	
II	+107,47	0	+91,90	+191,68	-273,06	-1,85	-28,69	-100,80	-8,80	-3,40	-25,16	-50,71	
I	+13,00	0	+22,94	+181,72	-16,77	-1,44	-15,96	-84,70	-16,14	-4,30	-21,50	56,85	
0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	

учитывать при расчете миграционной подвижности химических элементов. Недоучет этого эффекта приводит к искусственному завышению их подвижности. Коэффициент устойчивости химического элемента в 1 см^3 породы следует рассчитывать по формуле $K_y = N'/N$, где величина $N' = A \cdot \gamma(1 + \Delta y)/100$ отличается от значения N' в приведенной выше формуле поправкой на Δy . В табл. 6 приведены абсолютные содержания окислов химических элементов, а также баланс вещества в коре выветривания трокситов и коэффициенты устойчивости окислов, рассчитанные с учетом увеличения объема пород.

Установленное явление увеличения объема пород в коре выветривания габброидов Коростенского плутона представляет интерес и заслуживает внимания при изучении остаточных титановых руд Волыни и сходных регионов.

Литература

1. Басс Ю. Б., Борисенко С. Т., Кондрачук В. Ю., Эльянов М. Д. Древние коры выветривания Украины.— В кн.: Кора выветривания и связанные с ней полезные ископаемые. Киев: Наукова думка, 1975, с. 4—35.
2. Бучинская Н. И. Древняя кора выветривания южной части Коростенского плутона: Автореф. дис. на соискание уч. ст. канд. геол.-мин. наук. Киев, Ин-т геологич. наук, 1967. 31 с.
3. Бучинская Н. И. Древняя кора выветривания северо-западной части Украинского щита. Киев: Наукова думка, 1972. 135 с.
4. Бушинский Г. И. Титан в осадочном процессе.— Литол. и полезн. ископ., 1963, № 2, с. 197—217.
5. Виноградов А. П. О причинах высокого содержания титана в бокситах.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 4, с. 98—103.
6. Додатко А. Д., Хорошева Д. П., Погребной В. П., Бучинская Н. И., Шалыт Е. С. Типовые профили кор выветривания кристаллических пород Украинского щита.— В кн.: Кора выветривания и связанные с ней полезные ископаемые. Киев: Наукова думка, 1975, с. 35—80.
7. Кондрачук В. Ю. О плотности пород коры выветривания Волынского габбро-лабродоритового массива.— Тр. Ин-та геол. наук АН УССР. Сер. геофиз., 1958, вып. 2, с. 173—175.
8. Куковский Е. Г. Особенности минералообразования в коре выветривания основных и ультраосновных пород Украинского кристаллического массива.— Докл. АН СССР, 1961, т. 139, № 1, с. 173—176.
9. Лисицына Н. А. К методике геохимического изучения кор выветривания.— Литол. и полезн. ископ., 1966, № 1, с. 3—18.
10. Михайлов Б. М. Некоторые вопросы геохимии древней коры выветривания.— В кн.: Исследование и использование глин. Изд. Львовск. ун-та, 1958, с. 157—163.
11. Полканов Ю. А., Тарасенко В. С., Борисенко Л. Ф., Бойко Д. Д., Проскурин Г. П. О корях выветривания габброидов Волыни и содержащемся в них ильмените.— Литол. и полезн. ископ., 1978, № 2, с. 6—17.
12. Русько Ю. А. Структурные и морфологические различия каолинита в породах коры выветривания Украинского щита.— В кн.: Каолины. М.: Наука, 1974, с. 95—106.
13. Страхов Н. М. Образование осадков в современных водоемах. М.: Изд-во АН СССР, 1954, с. 16.
14. Hinchley D. N. Varyability in crystallinite values among the Kaolin deposits of the coastal plain of Georgia and South Carolina.— Clays and clay minerals. Proc. II. Nat. conference on clays and clay minerals, 1963, p. 87—93.

Институт минеральных ресурсов,
Симферополь

Поступила в редакцию
5.III.1980

УДК 551.31 : 553.55 : 549(51/621) (574)

**АРГИЛЛИЗАЦИЯ ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНЫХ ПОРОД
НА ЗАПАДНОМ СКЛОНЕ ЮЖНОГО УРАЛА
И ПРОБЛЕМЫ ГЕНЕЗИСА СОВМЕСТНЫХ НАКОПЛЕНИЙ
ГИББСИТА И ГАЛЛУАЗИТА**

МАМАЕВ И. Н.

Основываясь на конвергентности процессов глинизации пород в приповерхностной зоне, рассмотрены известные представления об образовании совместных накоплений гиббсита и галлуазита. Указывается, что к генезису этой минеральной ассоциации следует не только подходить с позиции гипергенеза и, в частности, серноокислотного выщелачивания, но и связывать ее возникновение с воздействием на алюмосиликатные и терригенно-карбонатные породы гипогенных растворов. Делается вывод о возможности обнаружения в полосе развития терригенно-карбонатных отложений палеозойского возраста западного склона Южного Урала различных типов эндогенной минерализации.

В генетических классификациях месторождений бокситов минеральные ассоциации, представленные совместными накоплениями галлуазита и гиббсита, обособляются в фациальный инфильтрационный тип, примером которого принято считать бокситопоявления Подмосковского бассейна [2, 23, 30]. Последние рассматриваются как хемогенные образования, сформировавшиеся в результате выщелачивания алюминия кислотными сульфатными водами и его последующего отложения на границе с нижележащими карбонатными породами. К подобному типу бокситонакоплений в Приуралье, по мнению Г. И. Бушинского [2], может быть отнесено Журавлинское месторождение. М. А. Кашкай [11], классифицируя алунитовые месторождения по генетическим признакам, выделяет самостоятельный журавлинский тип. К нему отнесены накопления алунита из серноокислых коллоидных растворов, образующихся в условиях разложения сульфидов и восстановления сульфатов. По данным определения абсолютного возраста (около 10 млн. лет), образование алунита Журавлинского месторождения происходило, по-видимому, в неогене [34]. Вместе с тем, судя по наблюдаемой последовательности минералообразования, более широко развитые в пределах этого месторождения галлуазит, каолинит и гиббсит синтезировались раньше алунита и образование их связано с обособленным процессом.

Возникновение гиббсита, базальюминита, алуминита, часто совместно с аллофаном, отмечено в девонском бокситоносном бассейне Южного Урала и описывается как результат серноокислотного выветривания [5]. В качестве источника серной кислоты рассматриваются зеленовато-серые бокситы верхнего горизонта, содержащие пирит, марказит и мельниковит. Согласно «серноокислотной» теории бокситообразования, вдоль кровли подстилающих известняков следовало бы ожидать отложение высокоглиноземистых новообразований в виде накоплений шенуровского или журавлинского типа. Однако этого ни в одном случае не наблюдается. Как отмечают А. К. Гладковский и М. Я. Руднова [5], серная кислота и сульфатные растворы только в редких случаях достигают карбонатной постели и никогда не проникают в известняки. Вместе с тем перераспределение алюминия, железа и титана внутри бокситовых залежей в процессе их выветривания достаточно хорошо известно и в ряде случаев происходит весьма интенсивно. На многих месторождениях отдельные участки боксита замещены каолинитом, галлуазитом и монтмориллонитом. Заметим, что каолинизация бокситов не во всех случаях

сопровождалась воздействием сильных кислот (тигровые бокситы Северного Урала). Глинистые породы, возникающие в процессе изменения бокситовых залежей, выделены Б. Ф. Горбачевым и В. В. Шалабиным [6] в экзогенно-метасоматический тип огнеупорных глин. По их мнению, они образуются в результате ресилификации и деферризации бокситов. Известны случаи пиритизации и глинизации бокситов под влиянием глубинных процессов [2].

В прошлом ряд исследователей полагали, что образование некоторых месторождений бокситов происходит в процессе сернокислотного выщелачивания алюминия из вмещающих пород. А. Д. Архангельский и Ю. К. Горецкий обращали внимание на широкое развитие в разрезах докембрия и фанерозоя разнообразных по составу пиритизированных пород, чередующихся с карбонатными горизонтами и прослоями, что считалось благоприятным фактором для обнаружения залежей бокситовых руд. Однако в дальнейшем эти представления не были подтверждены геологическими материалами, и в настоящее время подобный подход к бокситообразованию исследователями не поддерживается. Вместе с тем процесс осаждения алюминия из сернокислых растворов в природе имеет место и в ряде случаев протекает весьма энергично. В этом отношении стало традиционным указание на бассейн р. Снейк в штате Колорадо, США [29 и др.]. Своеобразие состава минеральных ассоциаций, возникающих в процессе нейтрализации сернокислотных растворов, — ничтожное содержание титана, что нехарактерно при образовании коры выветривания и обычных условиях седиментогенеза [28]. Обращает на себя внимание приуроченность большинства крупных скоплений галлуазита к зонам разрывных нарушений и участкам повышенной трещиноватости пород (Джебель-Дебар в Алжире, Ниргуа в Венесуэле и др.). В зонах разломов иногда устанавливаются протяженные жилообразные тела чистого галлуазита, например месторождение Ново-Брдо в Югославии [33].

В последние годы в восточных районах СССР выявлен ряд новых проявлений галлуазит-гипсбситовой минерализации, генезис которых, судя по опубликованным материалам, не совсем ясен. Малотитанистые бокситовые породы описаны в отложениях голоустенской свиты верхнего протерозоя Западного Прибайкалья [15]. Состав их весьма своеобразен и различается количественными соотношениями галлуазита, гипсбсита и каолинита. Обращает на себя внимание приуроченность минерализации к пачкам карбонатных пород, которые в ряде случаев брекчированы и закарстованы. Вывод В. К. Маслова [15] о связи бокситоподобных образований с верхнепротерозойским этапом седиментогенеза, сделанный на основании только изложенных в статье материалов, представляется мало убедительным. Описываемая в составе голоустенской свиты минеральная ассоциация весьма характерна для бокситонакопления шенуровского типа и зон сольфатарной аргиллизации. Г. Н. Черкасов [32], обобщая материалы по геологии подобных минеральных ассоциаций на территории Западной Якутии и Прибайкалья, приводит целый ряд свидетельств возможного формирования бокситов и аллитов гипсбит-аллофанового состава при участии кайнозойских термальных глиноземистых растворов.

Своеобразный разрез гипсбитоносной коры выветривания описан в долине р. Аллах-Юня [9, 24]. Здесь, по данным В. В. Жабина, глиноземистые образования, представленные гипсбитом и алюминитом, образуют пропластки небольшой мощности вдоль контакта алевролитовой пачки устькирбинской свиты верхнего рифея с доломитами юдомской свиты венда. В процессе проведенных исследований было установлено, что минерализация проявилась после заложения картируемого в этом пункте разрывного нарушения, которое, как указывается, смещает образование древнего профиля выветривания. При этом отмечается, что трещины сместителя выполнены «желтовато-бурой глиной и гипсбитовым материалом». Одновременно обращает на себя внимание указание на выпадение из разреза древней коры выветривания гипсбитовых обра-

зований по мере удаления от разлома. Казалось бы, в данном случае вполне правомочно предположение о непосредственной связи минерализации с циркулирующими вдоль разлома растворами, в том числе и восходящими гидротермальными. Однако общий вывод о генезисе гиббситоносных образований весьма традиционен: вводится предположительный новый мел-палеогеновый этап корообразования, а разлом оценивается лишь пассивным рубежом разновозрастных этапов выветривания.

Близкая по составу минерализация установлена в карстовых депрессиях ципандинской свиты рифея бассейна р. Маи [25, 26] и, по мнению Р. Я. Склярова [25], представляет собой современные образования. В качестве источника глинозема им указываются линзы флинтклеев лахандинской свиты. Однако некоторые из них, описываемые как белые фарфоровидные образования, в состав которых входит гиббсит, характеризуются крайне низкими содержаниями двуокиси титана и едва ли могут представлять бокситонакопления рифейского этапа седиментации. По-видимому, для удовлетворительного объяснения их генезиса необходимо привлечь к рассмотрению какой-то иной и более ранний по отношению к современному процесс перераспределения глинозема в рассматриваемой толще пород. В этом отношении представляет интерес анализ проявлений рассматриваемого типа минерализации с позиции гипогенного минералообразования.

К настоящему времени в процессе детального изучения околорудных изменений многих месторождений полезных ископаемых установлено широкое проявление процесса аргиллизации, особенностью которого — глинизация разнообразных по составу пород под действием восходящих метасоматизирующих растворов [3, 18, 19 и др.]. В местах выхода гидротермалитов на дневную поверхность минеральные ассоциации глубинной аргиллизации сменяются сольфатарной шляпой, представленной часто разнообразными по составу глинистыми образованиями. Слагающие их минералы: каолинит, монтмориллонит, галлуазит, гидрослюда, а иногда гиббсит, алунит и аллофан, как известно, легко синтезируются в условиях гипергенеза, что создает возможность неоднозначного подхода к решению вопроса их генезиса. В частности, признание аргиллизации как широко проявленного в приповерхностной зоне гипогенного процесса определило скептическое отношение ряда исследователей к такому традиционно сложившемуся понятию геологии гипергенеза, как линейная кора выветривания, особенно в случаях значительной протяженности на глубину минеральных новообразований. Так, В. Н. Разумова [20, 21] отстаивает взгляд, согласно которому древние коры выветривания представляют собой продукты гидротермально-вадозного выщелачивания, определенного поствулканическими процессами в зонах тектонической нарушенности. При этом предполагается, что гидротермально-вадозная глинизация горных пород энергично протекала выше поверхности водоупора зоны активного водообмена. Этот взгляд, судя по публикациям последних лет, нашел поддержку у ряда геологов, дополнивших высказанные В. Н. Разумовой представления предположительного характера конкретными исследованиями [15, 16 и др.].

Вместе с тем этот принципиально новый подход к особенностям формирования поздних минеральных ассоциаций не уменьшает значения процессов гипергенеза, а отражает лишь проявление близких условий низкотемпературного минералообразования на различных этапах цикла циркуляции вод литосферы. С этих позиций к гипогенным растворам, по мнению автора, следует относить весь комплекс восходящих к поверхности Земли нагретых до температуры свыше 100°C вод, вне зависимости от их основных источников: магматических очагов, глубинных артезианских бассейнов, зон катагенеза и др. Гипогенные растворы независимо от их природы, проникая в верхние части земной коры, охлаждаются и вблизи поверхности приобретают черты, свойственные циркулирующим в зоне гипергенеза водам. Такие растворы Ф. В. Чухров с соавторами [35] предлагает именовать фригидно-гидротермальными. Последние, по его мнению, образуют минеральные ассоциации, типичные для

гипергенеза. С этих позиций глинообразование выступает как своеобразный процесс низкотемпературной аргиллизации, широко проявленный в пределах ряда рудных месторождений [7, 8, 31 и др.]. В частности, образование галлуазита по вкрапленникам полевых шпатов гранитоидов в процессе их аргиллизации установлено на Жирекенском молибденовом месторождении Северо-Восточного Забайкалья [27].

Синтез галлуазита и каолинита, по мнению В. А. Кузнецова [12], характерен для месторождений ртуты опалитовой формации, отражая свойственный ей процесс сольфатарной аргиллизации вмещающих оруденение горных пород. Ряд зон гипогенного глинообразования, сложенных гидрогетитом, галлуазитом и гиббситом, выделяется Б. Н. Лузгиным и Л. И. Шепеленко [14] среди гидротермально измененных известняков вендского возраста Сарысинской зоны Горного Алтая. Г. Т. Волостных [3], ссылаясь на материалы исследований Л. Б. Санда, Л. Л. Амеса и В. Д. Келлера, приводит в качестве примера гидротермально-метасоматических накоплений галлуазита месторождение Фокс в штате Юта США и залежи близ Гуадалайяра в Мексике. Образование гиббсита совместно с каолинитом установлено в процессе гидротермального изменения пирокластического материала по периферии термального поля в кальдере Узон на Камчатке [8].

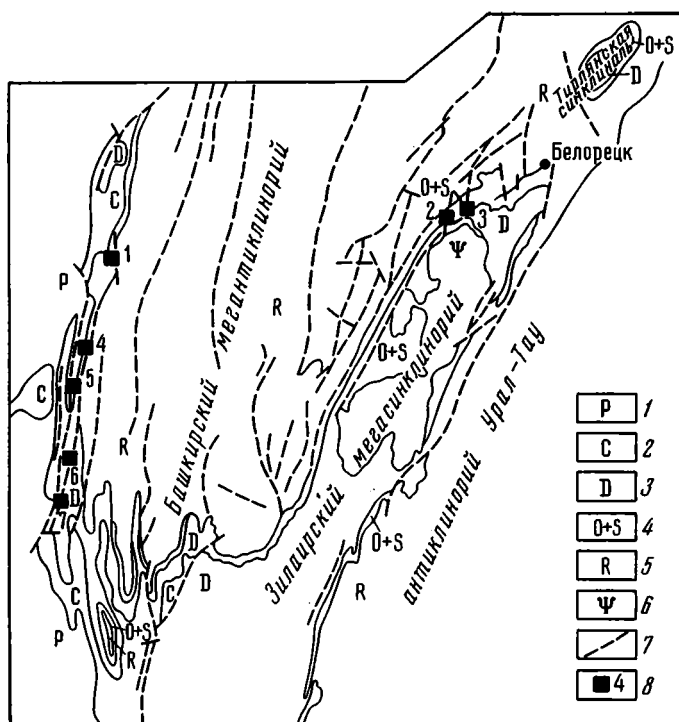
В этом отношении области современного вулканизма дают обширный материал для всестороннего изучения процесса гипогенного глинообразования в приповерхностной зоне, анализу которого посвящены многочисленные публикации [1, 10, 17 и др.]. При этом характер подвижности алюминия, кремния и титана в поствулканическом растворе часто иллюстрируется материалами, собранными в районе вулкана Эбеко (о. Парамушир). Анализируя миграционную способность названных элементов в процессе гидротермального метаморфизма вулканогенных пород, В. И. Борисенков [1] отмечает значительный вынос железа и алюминия при ничтожном извлечении титана. С. К. Гипп и др. [4], выступая с критикой вулканогенно-осадочной гипотезы происхождения бокситов, приводят интересные данные о составе осадков из русла р. Юрьева, берущей начало на северном склоне вулкана Эбеко. В частности, они указывают, что при взаимодействии кислых термальных вод с поверхностными «происходит синтез неупорядоченных глин с тенденцией к образованию галлуазита и каолинита». Подобная направленность процессов гипогенного глинообразования свойственна, по-видимому, и областям тектоно-магматической активизации, в пределах которых можно ожидать случаи нейтрализации гидротерм водами, циркулирующими в зоне гипергенеза. В этих условиях морфология возникающих зон аргиллизации определяется, вероятно, характером конфигурации уровня грунтовых вод. При горизонтальном или слабо наклонном положении водопоров и проникновения гидротерм по зонам мелкой трещиноватости площадного типа аргиллизиты образуют протяженные пласты и грибовидные залежи [16, 22 и др.].

Таким образом, устанавливаемая в природе конвергентность процессов глинизации горных пород позволяет подходить к генезису совместных накоплений галлуазита и гиббсита не только с позиции гипергенеза и, в частности, процесса сернокислотного выщелачивания (широкое проявление которого не подтверждается геологическими наблюдениями), но и связывать их обособленные накопления с воздействием гипогенных растворов. Очевидно, именно к этому типу минерализации следует относить зональные метасоматические образования, слагающие обособленные тела в толще тектонизированных терригенно-карбонатных пород палеозойского возраста на западном склоне Южного Урала.

ГИББСИТ-ГАЛЛУАЗИТОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ НА ЗАПАДНОМ СКЛОНЕ ЮЖНОГО УРАЛА

Несмотря на неоднократное возобновление поисковых работ к югу от месторождений бокситов Южно-Уральского бассейна, до настоящего времени не обнаружено их промышленных залежей в отложениях дево-

на за пределами уже известного района. Вместе с тем, анализируя результаты поисковых работ, проведенных на площади западного палеозойского обрамления Башкирского мегантиклинория, некоторые исследователи отмечали присутствие небольших скоплений бокситов и бокситоподобных пород в отложениях койвенской (средний девон) и пашийской (верхний девон) свит на Ибрагимкинском, Такталинском и Ергазинском участках, что определенным образом ориентировало направление последующих исследований. Однако в дальнейшем взгляд на стратифицированный характер оруденения не получил практического подтверждения. Предпринятое нами изучение названных участков позволило прийти к выводу о наложенном характере минерализации, представленной гибсит-галлуазитовыми метасоматическими образованиями, отражающими аргиллитовые превращения известняков в зонах тектонической нарушенности.

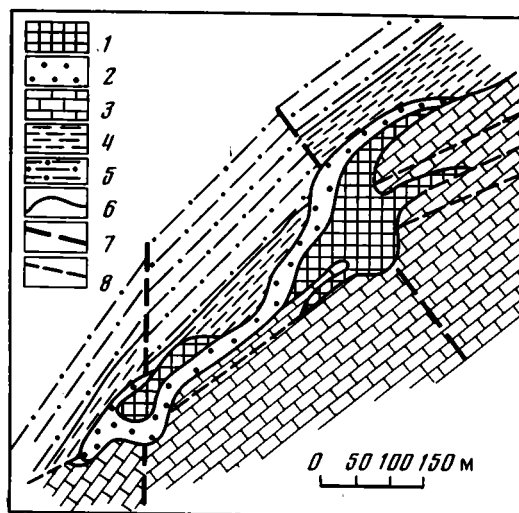


Фиг. 1. Схема распространения аргиллизитов гибсит-галлуазитового состава на западном склоне Южного Урала

Отложения: 1 — перми, 2 — карбона, 3 — девона, 4 — силура и ордовика, 5 — рифея; 6 — ультраосновные породы; 7 — разрывные нарушения; 8 — участки распространения аргиллизированных терригенно-карбонатных пород палеозойского возраста: 1 — Упайский, 2 — Козьминский, 3 — Новый, 4 — Бришский, 5 — Такталинский, 6 — Ергазинский, 7 — Ибрагимкинский

Одновременно был выявлен ряд новых и более значительных по масштабам проявлений этого типа минерализации на Упайском, Бришском, Козьминском и Новом участках, геологическая позиция которых оказалась во многом сходной, несмотря на существенные различия в составе и стратиграфическом положении вмещающих пород (фиг. 1). Последние во всех случаях имеют отчетливые признаки гидротермального перерождения и последовательной сменой минеральных ассоциаций тесно связаны с выполняющими центральную часть зоны активного метасоматоза галлуазит-гибситовыми образованиями. Не касаясь всей сложности процесса гипогенного глинообразования в толще терригенно-карбонатных пород западного склона Южного Урала, что представляется нам задачей последующих более детальных исследований, рассмотрим наиболее характерные его черты, используя для этого материалы по Козьминскому участку.

Геологическое строение участка. Козьминский участок расположен в северной части Зилаирского мегасинклинория и ограничивает вытянутую вдоль долины р. Белой зону аргиллизированных терригенно-карбонатных отложений силура, внутренняя часть которой сложена структурными метасоматическими образованиями гиббсит-галлуазитового состава. Аргиллизиты образуют в плане две разобщенные залежи весьма



Фиг. 2. Схематический геологический план палеозойского субстрата Козьминского участка аргиллизации

Аргиллизиты: 1 — гиббситовые и гиббсит-галлуазитовые, 2 — галлуазитовые и галлуазит-гидрослюдистые (серицитовые); отложения лудловского яруса силура: 3 — доломиты, 4 — сланцы с прослоями доломитов и известняков; 5 — сланцы, аргиллиты, алевролиты венлокского яруса силура; 6 — геологические границы; 7 — разрывные нарушения; 8 — зоны дробления пород надвигового типа

сложной конфигурации, приуроченные к северному склону эрозионно-тектонической депрессии (фиг. 2). Вмещающие их отложения разделены на основании видового состава окаменелостей на венлокский и лудловский ярусы. В центральной части участка картируются три зоны дробления надвигового типа, рассеянные двумя крутопадающими разломами. Вдоль оперяющих их малоамплитудных разрывов в доломитах верхнего силура наблюдается вкрапленность полевого шпата. Минерализованные доломиты имеют желтовато-зеленоватый цвет, пересечены прожилками кальцита и содержат многочисленные поры и пустоты изометричной формы. В нижней части карбонатного разреза в крупных пустотах заключены кристаллы горного хрусталя, а мелкие полости местами выполнены прозрачным кварцем.

Изучение карбонатного разреза силура этого района показало, что желтовато-зеленоватые доломиты, легко диагностируемые по характерной окраске, локально распространены и за пределами рудоконтролирующих тектонических структур сменяются обычными для этого стратиграфического диапазона органогенными известняками, содержащими в нижней части небольшие прослои светлых доломитов. По характеру глинистых изменений метасоматические доломиты Козьминского участка близки аналогичным образованиям Сарасинской ртутно-рудной зоны Горного Алтая, при описании которой Б. Н. Лузгин и Л. И. Шепеленко [14], в частности, указывают, что «...для описываемого типа околорудных изменений визуальным отчетливым признаком служит желтовато-зеленоватый оттенок доломитов» (с. 87). Последний, как считают названные исследователи, обусловлен присутствием в составе их глинистой

фракции диккита, ассоциирующего с кварцем и мусковитом. По-видимому, подобный процесс глинизации доломитов имел место и в пределах Козьминского участка. На это указывает, в частности, постоянно наблюдаемое повышенное, хотя в большинстве случаев и в незначительной степени, содержание глинозема по отношению к кремнезему в пробах, отобранных из зальбандов флюорит-кальцитовых жил (таблица, пр. 12/3).

В основании карбонатного разреза верхнего силура залегает пачка ритмично переслаивающихся доломитов, глинисто-карбонатных сланцев и битуминозных органогенных известняков. Мощность ее в пределах зоны аргиллизации изменяется от 2,5 до 10,5 м в связи с нарушенностью этой части разреза плоскостью надвига. Вниз по разрезу отложения переходной пачки сменяются темно-серыми и черными карбонатно-глинистыми сланцами венлокского яруса, содержащими редкие и маломощные прослой алевролитов и глинистых известняков. Частая перемежаемость и раздробленность пород переходной пачки, заключенной разнородными по литологическому составу комплексами отложений, определяет их высокую проницаемость как для вод, циркулирующих в зоне гипергенеза, так и гидротермальных растворов. В зоне аргиллизации отложения переходной пачки превращены в большинстве случаев в аргиллитоподобные глины и структурные метасоматические аргиллиты. Аргиллизиты и вмещающие их отложения силура на большей части участка перекрыты песчано-глинистыми образованиями кайнозойского возраста, выполняющими серию сближенных карманообразных карстовых депрессий, образующих в совокупности единую эрозионную впадину длиной около 1 км. Ориентировка впадины подчинена направлению сближенных зон дробления надвигового типа и лишь частично совпадает с литологическими контактами пород.

В составе рыхлого чехла выделены отложения позднего палеогена, неогена и четвертичной системы, полные разрезы которых пересечены поисковыми скважинами в осевых частях эрозионных депрессий. К отложениям позднего палеогена нами отнесены пластичные желтовато-коричневые каолиновые глины с линзами галечников и песков. В нижней части их встречаются остроугольные и полуокатанные обломки гиббсит-галлуазитовых аргиллизитов яшмовидного облика, что обособляет процесс аргиллизации от более поздних гипергенных преобразований палеозойских пород, имевших место на протяжении позднего кайнозоя.

Вдоль северного борта эрозионной впадины отложения палеогена примыкают непосредственно к выходам аргиллизитов. Здесь в их составе преобладают мелкообломочные аргиллитоподобные глины, иногда содержащие рыхлые бобовины размером до 1 см. По химическому составу они напоминают бокситовые образования типа сиаллитов (см. таблицу, пр. 59/4-а). На кривых нагревания этих образований четко фиксируются эндоэффекты в интервалах температур 160—170, 330—340, 580—600°С и один экзоэффект при 945—965°С, что свойственно природным смесям галлуазита, каолинита и гиббсита. Основная масса аргиллитоподобных глин имеет брекчиевидный облик, обусловленный присутствием в ее составе многочисленных различно окрашенных остроугольных обломков аргиллизитов в псаммитовой и гравийной размерностях. В составе глин отмечены кристаллы кварца и зерна фиолетового флюорита, перешедшие в состав выполняющих карст отложений в процессе эрозии аргиллизитов. По составу и условиям образования отложения позднего палеогена близки склоновому типу бокситонакоплений с той лишь разницей, что в нашем случае на месте латеритного панциря выступали расположенные вблизи гиббсит-галлуазитовые аргиллизиты.

Отложения неогена в пределах Козьминского участка широко распространены и представлены пестроцветными глинами, галечниками, песками и суглинками. В основании их во всех случаях устанавливается прослой валунно-галечниковых конгломератов небольшой мощности. На кривых нагревания отмученных из пестроцветных глин фракций менее 0,001 мм наблюдаются эндоэффекты при температурах 160—170,

№ пробы	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
12/3	Доломит желтовато-зеленоватый лудловского яруса силура	0,42	0,01	0,73	0,29	0,08
59/4-а	Аргиллитоподобная глина позднего палеогена	40,65	0,44	35,36	5,34	0,11
59/11-а	Известково-глинистый сланец венлокского яруса силура	49,96	0,65	13,85	2,20	3,06
1/11	Аргиллизированный известково-глинистый сланец из краевой части внешней подзоны	55,56	0,80	19,40	6,17	0,49
59/8	Галлуазит-гидрослюдистый аргиллизит	49,97	0,67	27,40	4,60	0,39
36/4-б	Галлуазитовый аргиллизит	44,80	0,19	35,90	2,89	0,07
59/5-а	Желтовато-коричневый гиббсит-галлуазитовый аргиллизит	24,80	0,16	46,86	2,96	0,14
59/6-а	Желтовато-белый фарфоровидный аргиллизит	36,94	0,17	40,81	1,88	0,11
1/6-б	Шлаковидный гиббситовый аргиллизит	3,10	0,02	54,80	1,60	0,07
1/6-е	Желтовато-серый опаловидный аргиллизит	14,28	0,10	46,96	6,30	0,07
1/8-д	Опаловидный аргиллизит с реликтовой структурой доломита	9,50	0,08	53,00	4,35	0,43

Примечание. Анализы выполнены в Центральной химической лаборатории Башкирского

210—230, 340—360, 560—580°С и одна экзотермическая реакция в интервале 940—960°С, что указывает на присутствие в составе глин монтмориллонита, каолинита и гидрогетита. Общая мощность рыхлого покрова в углубленных частях эрозионных впадин достигает 55 м.

Состав и строение зоны аргиллизации. В пределах участка аргиллизиты образуют два грибообразных тела, склоненных по падению пологих надвиговых дислокаций при пересечении последних поперечными крутопадающими разломами. Зона гипогенного глинообразования вскрыта многочисленными скважинами и горными выработками, что позволяет проследить последовательность смены минеральных ассоциаций от периферии к центральным частям гидротермально измененных пород. В этом направлении в составе зоны аргиллизации достаточно отчетливо обособляются внешняя и внутренняя подзоны.

В пределах внешней подзоны наблюдаются все стадии перехода от неизмененных доломитов, карбонатно-глинистых сланцев и алевролитов к галлуазит-гидрослюдистым аргиллизитам, сохраняющим реликты структур исходных пород. В начальной стадии гидротермального изменения карбонатно-глинистые сланцы приобретают желтовато-коричневый цвет и высокую пористость. В их тонкодисперсной основной массе синтезируется тонкоchешуйчатый серицит, ассоциирующий с хлоритом и гидрослюдой. Весьма примечательным для внешней подзоны аргиллизации является привнос в ее краевую часть наряду с калием заметных количеств кремнезема, что устанавливается как химическими анализами (см. таблицу, пр. 59/11-а, 1/11), так и микроскопическими исследованиями. В сланцах и аргиллитах новообразованный кварц замещает зерна пирита и карбонатов, определяя появление своеобразных псевдопсаммитовых структур. В шлифах вторичный кварц наблюдается в зернах квадратной, ромбовидной и полигональной формы.

Несколько иначе этот процесс проявлен в доломитах. В них вторичный кварц образует обособленные желвакообразные включения и идиоморфные кристаллы в крупных кавернах, выполненных крупнокристаллическим кальцитом. По данным термобарометрического анализа, температуры гомогенизации¹ газовой-жидких включений в образцах квар-

¹ Температуры гомогенизации газовой-жидких включений определены И. А. Хайретдиновым в Институте геологии Башкирского филиала АН СССР.

из зоны аргиллизации Козьминского участка, %

CaO	MgO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	П.п.п	Сумма
30,66	20,76	0,01	0,09	0,04	Не обн.	Не обн.	46,37	99,46
0,30	1,16	0,05	2,46	0,05	»	0,15	13,57	99,62
11,20	2,63	0,04	3,68	0,73	»	0,15	11,41	99,56
1,12	3,10	0,32	6,40	0,15	»	0,17	5,96	99,64
0,40	2,00	Не обн.	4,97	0,06	»	0,20	8,90	99,56
0,30	0,48	»	0,68	0,03	»	0,08	14,20	99,62
0,40	0,68	»	1,49	0,04	»	0,17	21,88	99,58
0,40	0,81	»	1,72	0,06	»	0,11	16,63	99,64
5,32	1,30	0,04	0,25	0,50	0,39	0,16	32,86	99,96
1,60	0,50	0,05	0,82	0,08	0,41	0,21	28,16	99,53
1,82	1,41	0,04	0,53	0,06	Не обн.	0,05	28,60	99,87

территориального геологического управления.

ца, отобранных нами из гидротермально измененных доломитов, группируются в интервале 100—170°С. Внутреннюю часть внешней подзоны аргиллизации составляют зеленовато-желтоватые аргиллиты с характерной пятнистой окраской. В составе криптокристаллической основной массы этих пород определены галлуазит, гидрослюда и серицит. Чешуйки последнего в большинстве случаев замещены гидрослюдой.

В процессе аргиллизации ромбовидные и полигональные зерна доломита замещаются галлуазитом, а их грани «бронируются» чешуйками серицита и гидрослюды. Кривые нагревания структурных аргиллизитов характеризуются тремя эндотермическими реакциями в интервалах температур 150—170, 570—600, 840—860°С и одним экзоэффектом при 970—980°С. Асимметрия пика в интервале 570—600°С указывает на присутствие галлуазита, а небольшой эндоэффект при температуре 840—860°С свойствен гидрослюдам. Серицит диагностируется в шлифах по характерным оптическим константам: $Nm=1,590$, $Ng-Np=0,03$. Показатель преломления галлуазита (вероятно, присутствует ряд его генераций, включая метагаллуазит) изменяется от 1,520 до 1,552 по Ng . Двупреломление не превышает 0,004. Тонкокристаллические агрегаты галлуазита обладают очень низким двупреломлением. Для них характерны полые трубчатые частицы, хорошо диагностируемые при электронно-микроскопических исследованиях.

В процессе глинизации доломитов метасоматический кварц замещает как небольшие участки основной массы породы, так и прожилки кальцита, сохраняя реликты карбонатов в виде включений зерен размером до 0,06 мм. Совместно с яснокристаллическим встречается и халцедоновидный кварц, образующий мозаичные и радиально-лучистые агрегаты. Гиббсит в образованиях внешней подзоны аргиллизации встречается редко и установлен в мелких порах и кавернах, где образует яснокристаллические волокнистые агрегаты с волнистым погасанием. Из других новообразований наиболее характерны пирит и флюорит. Последний образует рассеянную вкрапленность мелких розовато-фиолетовых зерен. Химический состав галлуазит-гидрослюдистых аргиллизитов приведен в таблице (пр. 59/8).

По периферии подзоны развиты снежно-белые, голубоватые и желтоватые аргиллиты фарфоровидного облика с раковистым изломом. Для

них характерны афанитовая, волокнистая, тканевидная и тонкочешуйчатая структуры основной массы, сложенной криптокристаллическим агрегатом зерен галлуазита, ассоциирующего с гиббситом и аллофаном. Последний, являясь более поздним образованием, замещает галлуазит и наблюдается в шлифах в виде желтовато-белых опаловидных образований с изотропной основной массой. По химическому составу эта минеральная ассоциация напоминает камнеподобные образования типа флинтклей (см. таблицу, пр. 36/4-6).

Внутренняя часть зоны аргиллизации сложена гиббсит-галлуазитовыми и гиббситовыми аргиллитами. Последние слагают жилообразные тела в центральной части зоны метасоматоза, определяя своим положением участки наиболее глубокого преобразования исходных пород. Гиббсит-галлуазитовые аргиллиты макроскопически хорошо диагностируются по кремово-желтой и буровато-коричневой окраске пород опаловидного облика с полураковистым изломом. Главные породообразующие минералы — гиббсит и галлуазит, значительно менее распространены кварц и гидрослюда. Основная криптокристаллическая масса аргиллита сохраняет реликты структур карбонатно-глинистого сланца и доломита, фрагменты которых хорошо диагностируются по закономерному размещению замещенных гиббситом и галлуазитом чешуек гидрослюды. Химический состав гиббсит-галлуазитовых аргиллизитов приведен в таблице (пр. 59/5-а, 59/6-а). На кривых нагревания этих образований отмечаются три эндотермических эффекта в интервалах температур 160—170, 305—330, 590—600°С, что характерно для природных смесей гиббсита и галлуазита.

Гиббситовые аргиллиты макроскопически представляют собой желтовато-серые кавернозные опаловидные породы с раковистым занозистым изломом и стекляннным блеском. Для них типична шлаковидная текстура, обусловленная наличием многочисленных пор и каверн разнообразных размеров и очертаний. Вблизи зон дробления они сохраняют текстуру тектонической брекчии, сложенной тесно сгруппированными остроугольными обломками глинистых сланцев и доломитов, замещенных гиббситом. Основная масса этих образований представлена агрегатом мелкочешуйчатых зерен гиббсита, с которым иногда ассоциируют галлуазит, гидрослюда и кварц. При полном замещении гидрослюды и галлуазита яснокристаллическим гиббситом возникают характерные для внутренней подзоны шлаковидные породы с обособлениями гидраргиллита в виде пеллет и сферолитов. На кривых нагревания этих образований во всех случаях отмечается принадлежащий гиббситу глубокий прогиб в интервале температур 315—345°С. Менее выражены термические реакции, характерные для галлуазита. Гиббситовым аргиллизитам свойственны крайне низкие содержания титана и высокий кремниевый модуль (см. таблицу, пр. 1/6-б, 1/6-е, 1/8-д).

Некоторые генетические аспекты процесса аргиллизации. Вся совокупность отмеченных выше изменений терригенно-карбонатных пород силура представляет собой результат последовательного наложения обособленных процессов низкотемпературного минералообразования, связанных как с аргиллизирующим влиянием гидротерм, так и экзогенными факторами. На основании имеющихся материалов процесс гипогенного минералообразования может быть разделен на два этапа: собственно гидротермальный и сольфатарной аргиллизации. Первый обусловил появление в толще тектонизированных карбонатных пород зеленовато-желтоватых метасоматических доломитов с наложенной флюоритовой минерализацией.

Наиболее благоприятны для синтеза полевого шпата затухающие зоны дробления и мелкие расколы, удаленные от крупных тектонических структур. По мере приближения к последним и в направлении падения крутопадающих жил флюоритовая минерализация сменяется сульфидной. Подобный характер эндогенного минералообразования позволяет считать, что в рассматриваемом гидротермальном процессе участвовали галогидные растворы с серной кислотой и ее производными. Причем зна-

чительное количество галоидов в растворе и, в частности, фтора было свойственно лишь его ранним стадиям. В дальнейшем при понижении температуры гипогенных вод метасоматизирующие растворы приобретали сернокислотный состав и на заключительной стадии своего развития определили сольфатарный характер аргиллизации дренируемых ими терригенно-карбонатных пород. Глинизация последних в приповерхностной зоне происходила энергично лишь вдоль пологих надвиговых дислокаций, картируемых в основании разреза лудловского яруса верхнего силура.

Можно предполагать, что по падению тектонизированных пород силура уровень древних грунтовых вод испытывал резкие и глубокие прогибы, особенно заметные в зонах пересечения их разрывами поперечного направления. Проникая в область циркуляции грунтовых вод, гипогенные растворы вступали в обменные реакции и быстро утрачивали свои физико-химические свойства, оказывая активное влияние на состав вмещающих пород только в пределах небольшого интервала разреза. В процессе нейтрализации кислых гидротермальных вод подвижность участвующих в обменных реакциях элементов закономерно изменялась. При этом одни из них (кальций, магний, натрий, железо) покидали зону метасоматоза, а другие (калий, алюминий, кремний) входили в состав новых минеральных ассоциаций, размещение которых подчинялось определенной закономерности. Суть последней сводится к различию в поведении алюминия и кремния в зоне сольфатарной аргиллизации. По-видимому, даже небольшое изменение кислотности гипогенного раствора в сторону его нейтрализации, связанное с воздействием карбонатсодержащих пород, влияло на подвижность алюминия и способствовало кристаллизации гиббсита. При дальнейшем движении раствора в сторону вмещающих пород обменные реакции протекали уже в слабокислой среде, весьма благоприятной для соосаждения кремния и алюминия. В этих условиях происходило образование галлуазита, слагающего в ассоциации с гидрослюдой структурные аргиллиты по периферии внутренней подзоны. Массовому синтезу галлуазита способствовали, вероятно, небольшая температура раствора и его активная горизонтальная циркуляция вдоль уровня древних грунтовых вод.

За пределами внутренней подзоны аргиллизирующие растворы приобретали щелочные свойства, а главными участниками обменных реакций становились калий и кремний, определявшие образование гидрослюды и серицита. Часть кремния, мигрирующего в растворах за пределы зоны активного метасоматоза, осаждалась в виде кварца во вмещающих породах, формируя своеобразную зону окварцевания. По мере развития процесса аргиллизации границы отмеченных выше геохимических сред постепенно перемещались в сторону вмещающих пород, на что, в частности, указывает наблюдаемая гиббситизация галлуазитовых аргиллитов по периферии внутренней подзоны. Возникшие в процессе сольфатарной аргиллизации минеральные ассоциации рельефно выделяются на фоне вмещающих пород аномальными концентрациями целого ряда элементов, а именно, %: цинка — до 0,Х; свинца — до 0,0Х; меди — до 0,0Х; мышьяка — до 0,0Х; бария — до 0,Х; никеля — до 0,Х; кобальта — 0,0Х; молибдена — до 0,0Х; бериллия — 0,0Х; лантана — до 0,0Х и урана. В breachированных разностях аргиллизитов отмечены следы ртути.

Минералогическими исследованиями в составе глинизированных доломитов установлено присутствие мелких зерен флюорита, пирита, арсенопирита, халькопирита и барита, а в составе плотных гиббсит-галлуазитовых аргиллитов встречены хорошо образованные кристаллы кварца. Связь гипогенной глинизации терригенно-карбонатных пород с эндогенным рудообразованием устанавливается на всех изученных участках. В частности, на участке Новом выходы гиббсит-галлуазитовых аргиллитов совпадают с ориентировкой контура широкой шлиховой аномалии по киновари, а во вмещающих породах верхнего силура и девона установлена вкрапленность флюорита. За пределами названных участков аргиллизации, вдоль контролирующих их размещение тектонических

структур верхнепалеозойского этапа тектогенеза, выделены и описаны разнообразные по составу эпипороды с отчетливыми признаками гидротермального происхождения, а именно скарны, пропилиты, плагиоклазиты, лиственииты, березиты, кварц-мусковитовые породы с турмалином и вторичные кварциты.

В плане и разрезе названные метасоматические образования определяют пространственное положение единой метасоматической формации. Мощность наблюдаемых эпипородных тел закономерно увеличивается от скарнов и пропилитов к вторичным кварцитам, которые местами слагают протяженные тела весьма сложной конфигурации. В полосе их развития установлены проявления медных и железных руд. Пространственная связь оруденелых вторичных кварцитов с зонами сольфатарной аргиллизации определенным образом объясняет высокие концентрации алюминия, калия и кремния в метасоматизирующих растворах верхнего структурного этажа. С этих позиций аргиллизиты представляют собой вполне закономерный тип минеральных ассоциаций заключительного этапа развития контрастной метасоматической формации.

В свете изложенных представлений о генезисе совместных накоплений гиббсита и галлуазита на западном склоне Южного Урала к обсуждению может быть предложен целый ряд вопросов, связанных с использованием полученных выводов в практике поисковых работ. В этом отношении особого внимания заслуживает возможность принципиально иного подхода к оценке рудоносности палеозойского структурного этажа. Обнаружение в составе слагающих его образований различных типов эндогенной минерализации, относящихся, по-видимому, к аргиллизитовой рудной формации, существенно расширяет перспективы выявления таких полезных ископаемых, как флюорит, барит, киноварь, полиметаллы, медно-вольфрамовые руды и благородные металлы.

Литература

1. Борисенков В. И. Некоторые условия миграции алюминия, железа и титана в пост-вулканическом гидротермальном процессе.— Литол. и полезн. ископ., 1967, № 4, с. 67—75.
2. Бушинский Г. И. Геология бокситов. М.: Наука, 1975. 416 с.
3. Волостных Г. Т. Аргиллизация и оруденение. М.: Недра, 1972, с. 240.
4. Гипп С. К., Сапрыкина Н. В., Ямпольский А. И. О возможности образования бокситов вулканогенно-осадочного типа.— Геол. рудн. месторожд., 1974, № 2, с. 91—106.
5. Гладковский А. К., Руднова М. Я. Выветривание девонских бокситов на Южном Урале.— Литол. и полезн. ископ., 1964, № 3, с. 131—139.
6. Горбачев Б. Ф., Шабалин В. В. Новый генетический тип залежей огнеупорных глин.— Сов. геология, 1978, № 5, с. 89—99.
7. Елеева И. В., Русинова О. В. Генезис и поисковое значение кварц-каолинитовых образований верхних горизонтов Балейского месторождения.— Геол. рудн. месторожд., 1969, т. XI, № 4, с. 88—95.
8. Ероцев-Шак В. А., Ильин В. А. Образование глинистых минералов при гидротермальном изменении пород в кальдере Узон (Камчатка).— Докл. АН СССР, 1978, т. 241, № 4, с. 911—914.
9. Жабин В. В. Возраст гиббситовых образований коры выветривания Аллах-Юня (Восточная Сибирь).— Геология и геофизика, 1975, № 5, с. 112—114.
10. Зеленов К. К. Геохимия титана и алюминия в областях вулканической деятельности островных дуг.— Сов. геология, 1963, № 3, с. 61—81.
11. Кашкай М. А. Алуниновые месторождения, их классификация и сопутствующие процессы.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 7, с. 72—79.
12. Кузнецов В. А. Месторождения ртути.— В кн.: Рудные месторождения СССР. М.: Недра, 1978, т. 2, с. 285—326.
13. Ломоносова Т. К., Демьянович М. Г. Гидротермальные глинистые метасоматиты в гранитах Северо-Муйского хребта (северо-восточная часть Байкальской рифтовой зоны).— Докл. АН СССР, 1978, т. 239, № 4, с. 945—947.
14. Лузгин Б. Н., Шепеленко Л. И. Аргиллизация рудовмещающих известняков в ртутных месторождениях Сарасинской зоны.— Сов. геология, 1976, № 3, с. 85—97.
15. Маслов В. К. О бокситоносности голоустенской свиты верхнего протерозоя (Западное Прибайкалье).— Геология и геофизика, 1974, № 11, с. 44—50.
16. Мухина А. М., Ломоносова Т. К. Гидротермальная природа монтмориллонитовых глин бассейна р. Нижней Тунгуски (Сибирская платформа).— Геология и геофизика, 1976, № 7, с. 123—128.
17. Набоко С. И. Вулканические эксгальции и продукты их реакций.— Тр. Лабор. вулканол. М.: Изд-во АН СССР, 1959, вып. 16, с. 300.

18. *Наковник Н. И.* О новом типе околорудных изменений.— Зап. Всес. минерал. о-ва, 1957, вып. 6, ч. 86, с. 713—716.
19. *Наковник Н. И.* Вторичные кварциты СССР и связанные с ними месторождения полезных ископаемых. М.: Недра, 1964, с. 339.
20. *Разумова В. Н.* Роль гидротермальных образований в формировании древних кор выветривания.— Докл. АН СССР, 1972, т. 207, № 3, с. 694—697.
21. *Разумова В. Н.* Об участии гидротермальных растворов в формировании древних кор выветривания.— Докл. АН СССР, 1975, т. 221, № 2, с. 431—434.
22. *Ратеев М. А., Градусов Б. П.* Структурные фазы преобразования андезито-трахитовых туфов в зоне гидротермального сульфидного оруденения.— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 1, с. 51—70.
23. *Сапожников Д. Г.* Генетическая классификация бокситовых месторождений СССР.— В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М.: Наука, 1975, с. 32—41.
24. *Семихатов М. А., Серебряков С. Н., Ерощев-Шак В. А.* Предъюдомская гиббситоносная кора выветривания в Восточной Сибири.— Докл. АН СССР, 1972, т. 202, № 6, с. 1416—1418.
25. *Скляров Р. Я.* О современных процессах бокситообразования в Сибири и на Дальнем Востоке.— Докл. АН СССР, 1972, т. 206, № 4, с. 959—961.
26. *Слукин А. Д., Живцов Д. А.* Гиббсит-галлуазит-аллофановая минерализация в бассейне р. Мая (восточная окраина Сибирской платформы).— В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М.: Наука, 1975, с. 193—201.
27. *Сотников В. И., Берзина А. П., Семенов В. И.* К минералогии аргиллизированных пород молибденовых месторождений Северо-Восточного Забайкалья.— Геология и геофизика, 1973, № 3, с. 9—23.
28. *Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1960, 574 с.
29. *Теняков В. А.* Проблема источника и способа формирования вещества бокситов (геохимический аспект).— В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М.: Наука, 1975, с. 18—31.
30. *Теняков В. А.* Генетическая классификация месторождений бокситов.— Докл. АН СССР, 1978, т. 243, № 6, с. 1534—1537.
31. *Файзиев А. Р.* Гидрослюдизация (иллитизация) — новый тип околорудных гидротермальных изменений на флюоритовых месторождениях Южного Гиссара (Южный Тянь-Шань).— Докл. АН СССР, 1975, т. 223, № 1, с. 196—198.
32. *Черкасов Г. Н.* Геология, вещественный состав и генезис бокситов и гиббсит-аллофановых пород Западной Якутии и Прибайкалья.— Литол. и полезн. ископ., 1978, № 6, с. 120—127.
33. *Чухров Ф. В., Звягин Б. Б., Рудницкая Е. С., Ермилова Л. П.* О природе и генезисе галлуазитов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 5, с. 3—20.
34. *Чухров Ф. В., Ермилов Л. П., Шанин Л. Л.* К вопросу о возрасте алунитов некоторых месторождений.— Докл. АН СССР, 1969, т. 185, № 4, с. 887—889.
35. *Чухров Ф. В.* О конвергенции некоторых гипергенных и гипогенных процессов минералообразования.— Геол. рудн. месторожд., 1979, № 4, с. 3—15.

Комплексная тематическая
экспедиция ПГО «Красноярскгеология»,
Красноярск

Поступила в редакцию
19.V.1980

УДК 551.311.7 : 551.762.3 (479.22)

ТЕФРОГЕННЫЕ ФЛИШОИДНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ В БАЙОССКОЙ ВУЛКАНОГЕННОЙ ТОЛЩЕ ГРУЗИИ

БЕРИДЗЕ М. А.

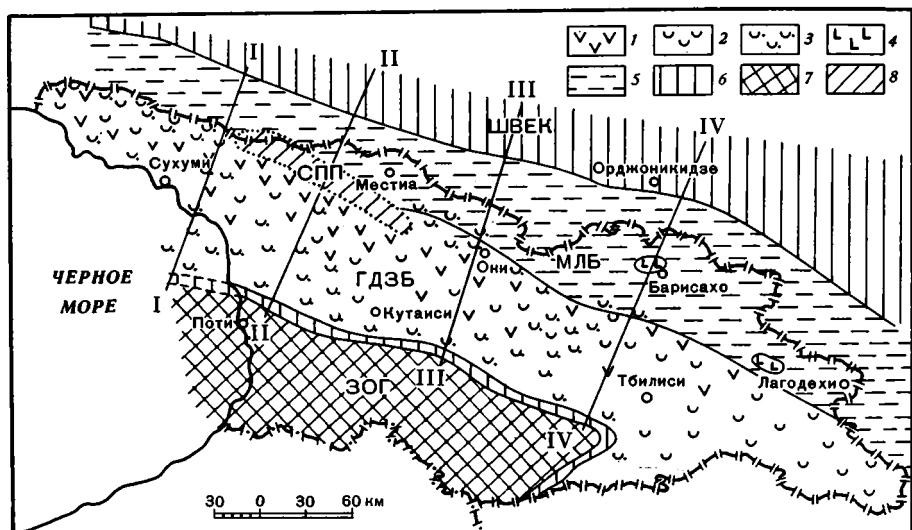
В результате седиментологического анализа осадочно-пирокластических толщ байосской вулканической зоны, маркирующей Закавказский задуговый бассейн, сделан вывод о их принадлежности к тефрогенному типу, в формировании которого главную роль играли флюксотурбидные и нормальные турбидные потоки. Намеченные внутри вулканической зоны седиментационные депрессии истолкованы как подножия подводных вулканических сооружений, по склонам которых транспортировался свежесброшенный пирокластический материал. В дистальных частях вулканокластических шлейфов установлены их постепенные переходы в терригенные граувакково-алевролитово-аргиллитовые флишевые отложения окраинного бассейна Большого Кавказа; при наличии же подводных поднятий (барьеров), сложенных породами субстрата, шлейфы отсутствуют. Ослабление вулканической активности и смена относительно глубоководных условий сравнительно мелководными в позднем байосе сопровождается появлением вулканотерригенного материала, а также карбоната в фоновых седиментах.

За последние два десятилетия исключительное внимание стало уделяться изучению геосинклинальных кластических осадков, обладающих рядом специфических особенностей, связанных турбидным механизмом седиментации, основы которого разработаны Ф. Кюненом. Важно отметить, что такой способ формирования оказался применимым не только для тех ритмично-построенных (флишевых) отложений, в которых главную роль играет терригенная кластика, но и для тех толщ, которые сложены преимущественно взрывными вулканогенными продуктами. В числе первых таких объектов — вулканогенно-осадочные формации Южного Урала, изучению структурно-текстурных особенностей, состава, стратификации и условий формирования которых посвящен ряд работ И. В. Хворовой с сотрудниками [18].

В этом аспекте несомненный интерес представляет и байосская толща Грузии, которая является типичной «порфиритовой» формацией; отложения ее связаны с высокой взрывностью байосских вулканов. Формация сложена материалом альбитовых, авгит-альбитовых и рогово-обманково-авгит-лабрадоровых порфиритов, а также гиперстеновых базальтов и местами в небольшом количестве щелочных пород, которые, как показал Г. С. Дзоценидзе [8], в указанной последовательности сменяют друг друга в вертикальном разрезе. При характеристике байосской порфиритовой серии этот исследователь впервые подчеркнул важную роль в ее составе кластических осадков, разработал их классификацию и выяснил соотношение с другими фациями. Эти вопросы в дальнейшем были детализированы для отдельных районов развития вулканогенной толщи.

ФАЦИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

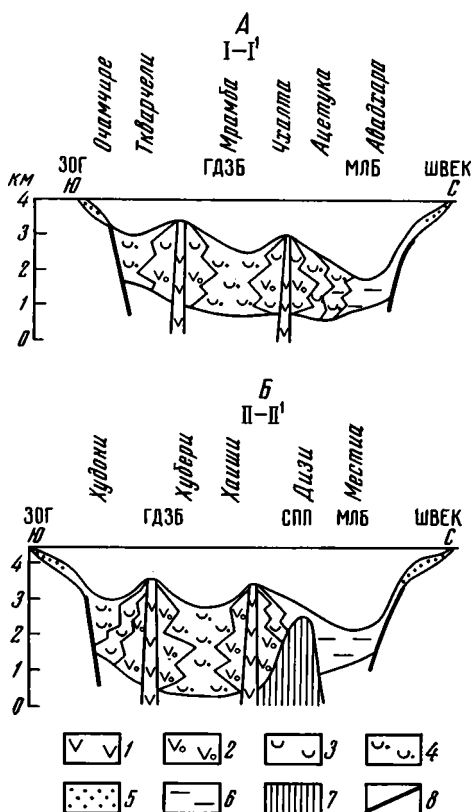
Выходы байосской вулканогенной толщи приурочены к двум геотектоническим единицам: Гагрско-Джавской и Грузинской глыбе [5], которые маркируют обширный бассейн на северной окраине Понтийско-Закавказской островной дуги [1]. У южного края бассейна (фиг. 1) располагалась размываемая суша — Закавказская островная гряда.



Фиг. 1

Фиг. 1. Палеофациальная схема Грузии для байосского века

1 — порфиритовые вулканы собственно эффузивной фации; 2 — пирокластиты; 3 — тефроиды; 4 — эффузивы толентовых базальтов; 5 — терригенные осадки; 6 — шельфовая полоса; 7 — суша; 8 — подводное поднятие ШВЕК — шельф Восточно-Европейского континента; МЛБ — Местия-Лагодехский бассейн; СПП — Сванетское подводное поднятие, ГДЗБ — Гагра-Джавский задуговой бассейн, ЗОГ — Закавказская островная гряда



Фиг. 2

(ЗОГ). К северу Гагрско-Джавский задуговой бассейн (ГДЗБ) переходил в относительно глубоководное окраинное море Большого Кавказа, грузинскую часть которого будем называть Местия-Лагодехским бассейном (МЛБ). Последний севернее сочленялся с широкой полосой шельфа Восточно-Европейского континента (ШВЕК).

Для целей палеовулканологических и палеоседиментационных реконструкций использовались наблюдения по имеющимся выходам порфириновой серии, а при отсутствии последних вслед за предыдущими иссле-

дователями [10—12] делались определенные допущения (преимущественно в юго-западной и восточной частях зоны). Выделялись площади развития стратифицированных вулканокластических и грубых собственно эффузивных (прижерловых) фаций и строились палеофациальные разрезы через наиболее интересные районы вулканической зоны. Полученная в результате таких построений информация дала возможность наметить внутри бассейна локальные депрессии (котловины), расположенные между вулканическими постройками, а также оконтурить шлейфы вулканокластических осадков на окраинах бассейна.

В западной части вулканической зоны (северо-западная Абхазия), на окраине ГДЗБ (фиг. 2) развит мощный (до 1200 м) шлейф ритмично-стратифицированных вулканокластических отложений ацетукской под-свиты [10], замещающих граувакково-алевролитово-аргиллитовыми флишевыми отложениями. К югу от района распространения стратифицированных толщ развиты преимущественно лавовые, лавокластические и грубоагломератные фации, а еще южнее по нескольким пересечениям в восточной части Абхазии (ущелье р. Марамба) реконструируется небольшая котловина, заполненная исключительно вулканокластическими четко стратифицированными отложениями. На южном борту котловины, судя по эффузивным и грубоагломератовым накоплениям, также располагалась подводная вулканическая постройка.

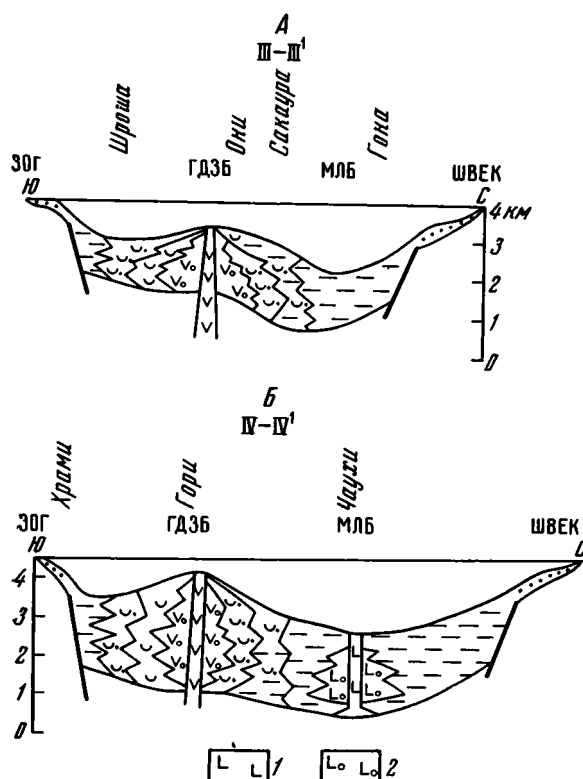
Для сванетской части вулканогенной зоны наиболее достоверную информацию получаем в результате анализа разрезов в Ингурском ущелье, по которому имеются почти сплошные обнажения порфиритовой серии (фиг. 2, А). По выходам ритмично-стратифицированных толщ здесь намечается несколько палеодепрессионных участков, расположенных между эффузивными вулканическими постройками. При этом наличие седиментационных депрессий можно констатировать для всех отрезков байосского времени. Так, в котловине, намеченной в окрестностях с. Хаиши, обстановка формирования терригенного флиша аалена продолжала существовать в раннем байосе, когда происходит накопление пачек вулканокластических образований. Ритмично-стратифицированные отложения окрестностей с. Хубери отражают обстановку седиментационной депрессии среднебайосского времени. И наконец, довольно мощная ритмичная толща вулканокластических осадков полосы Худони — Магана, датируемая поздним байосом, хорошо выявляет условия седиментации этого периода.

Интересная картина чередования депрессий и подводных вулканических построек реконструируется восточнее Ингурского ущелья, в междуречье Хобисцкали и Цхенисцкали, где выражением этих обстановок следует считать выделенные Т. В. Джанелидзе [9] несколько субпараллельно расположенных полос развития вулканических центров и площадей стратиформированных вулканокластических отложений.

В центральном сегменте вулканической зоны (Рача-Осети, периферия Дзирульского массива) имеются два выхода вулканических пород прижерловой фации раннебайосского возраста (фиг. 3, А). Первый, южный, в ущелье р. Джеджора, между поселком Кваиса и г. Они и второй, северный, в полосе высокогорных массивов Чутхаро — Самерцхеле — Купра. Они сложены мощными пачками шаровых лав, лавокластитов и грубых агломератов. Заслуживает внимания постепенная смена к северу, т. е. в сторону Местия-Лагодехского бассейна (МЛБ) южного склона Большого Кавказа (ущелья рек Сакаура, Бодаура, Будзгори, Лухунисцкали), вулканокластических отложений вулканотерригенными и терригенными ритмично-стратифицированными [2]. Не менее интересны выходы вулканокластических стратифицированных толщ среднего и верхнего байоса в северо-восточной части Юго-Осетии (ущелье р. Паца), взаимоотношения этих толщ с отложениями Местия-Лагодехского бассейна (МЛБ), к сожалению, не устанавливаются вследствие распространения здесь более молодых отложений (надвигов). Самая южная часть центрального сегмента вулканической зоны (южная и юго-западная периферия Дзирульского массива) покрыта шлейфом ритмично-стратифици-

рованных вулканокластических отложений (см. фиг. 1), среди которых изредка залегают небольшие потоки шаровых лав.

Ввиду скудности выходов пород порфиритовой серии в восточной части вулканической зоны не представляется возможным провести достоверные палеофациальные реконструкции. Зато в разрезе этого региона (см. фиг. 3, Б) хорошо прослеживаются взаимоотношения вулкани-



Фиг. 3. Палеофациальные схематические разрезы Рача-Имерети (А, III—III¹) и Военно-Грузинской дороги — Храмского массива (Б, IV—IV¹) без палинспастики

1 — толенты субвулканические, 2 — шаровые лавы толентов, остальные обозначения см. на фиг. 2

ческой зоны с фациями МЛБ. Пересечение захватывает крупный вулканический центр (район высокогорного Чаухского массива), расположенный среди терригенных отложений аалена — байоса и интерпретируемый как щитовой вулкан исландского типа [3]. Наличие в составе подводной вулканической постройки представителей исключительно субвулканической и собственно эффузивной фаций (спилитовые диабазы и шаровые лавы толентов базальтов, сопровождающиеся незначительным количеством гиадокластитов), вероятно, и обусловило крайне малое содержание вулканотерригенной кластики во вмещающих терригенных ритмично-стратифицированных отложениях среднеюрской бурсачирской свиты [19].

СОСТАВ И СТРУКТУРНО-ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРАТИФИЦИРОВАННЫХ ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Состав стратифицированных вулканокластических отложений на указанных площадях в общем однообразен, хотя в вертикальном разрезе запечатлены все петрографические особенности, которые установлены в эволюции байосского вулканизма. Так, например, в вулканокластических отложениях нижнего байоса господствует материал спилитовых (альбитовых) порфиритов, тогда как вулканокластиты верхнего байоса

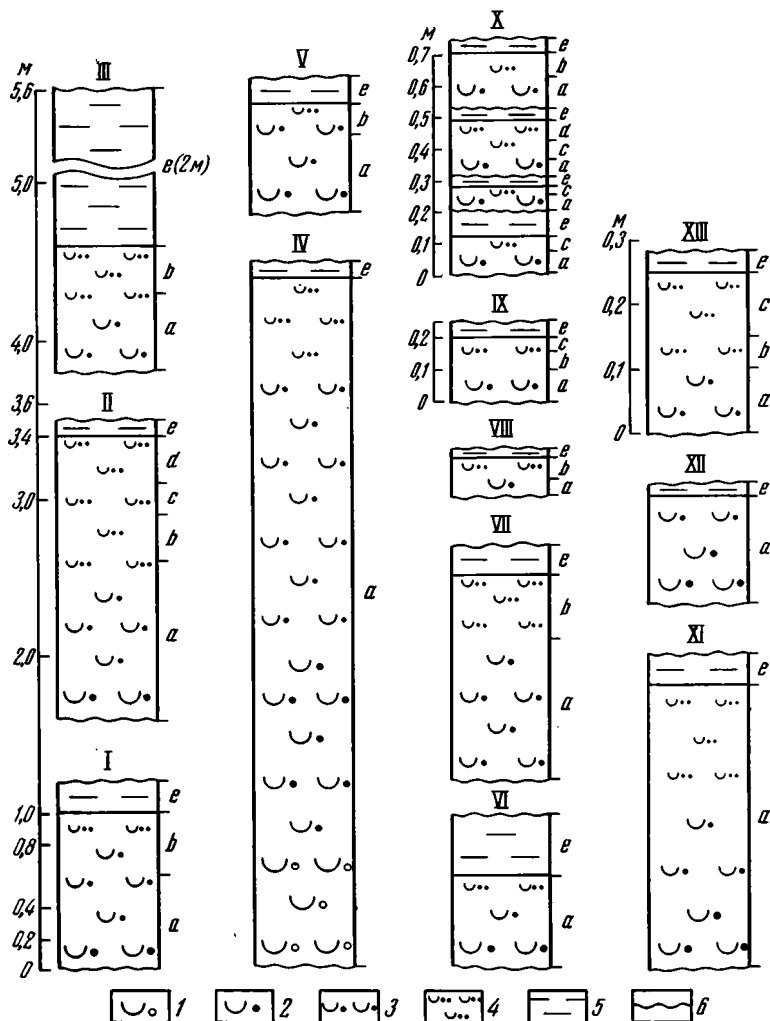
сложены из обломочного материала нормальных (лабрадоровых) порфиритов.

Мелкообломочные агломераты — наиболее крупные гранулометрические представители стратифицированных вулканокластических пачек. Они сложены из обломков в разной степени измененных альбитовых, альбит-пироксеновых и пироксен-плагиоклазовых порфиритов и диабаз-порфиритов с разнообразными микроструктурами основной массы. Формы литокластов неровные, нередко с хорошо сохранившимися углублениями и выступами; довольно часто отмечаются разности пород с несколько сглаженными углами обломков. Связующая масса обычно скудная, заполняющая поровые и контактовые участки, но иногда более обильная, базального типа, превращена в агрегаты вторичных минералов с преимущественным развитием того или иного компонента (хлорит, пренит, альбит, цеолит, карбонат, сосюрит и т. п.). В ней присутствуют угловатые и оскольчатые кристаллы плагиоклаза и пироксена. Некоторые обломки плотно примыкают друг к другу (почти не имеют цементующих прокладок), в результате чего широко развиты комформные структуры. Важно подчеркнуть, что в характеризуемых агломератах количество крупных (8—10 см) обломков обычно невелико (до 15%) и главную массу осадков представляет кластика гравийной размерности. В некоторых разностях на «гравелитовом фоне» выделяются обломки размером до 20—25 см.

Грубозернистые разности по составу кристалло-литокластические. Обломки здесь аналогичны слагающим агломератные породы, но материал в них более отсортирован и количество связывающей массы меньшее. В среднеобломочных (0,5—0,25 см) разностях все более возрастает роль кристаллокластики (лито-кристаллокластический тип). Отдельно следует выделить из этой гранулометрической группы витрокластические породы, состоящие из полностью измененных мелкоминдалиновых витрофировых обрывков и имеющих причудливо-извилистые очертания. В разностях с густорасположенными витрокластами контуры отдельных фрагментов стерты и порода превращена в как бы спаянный, единый агрегат, являющийся, вероятно, продуктом подводных пеплопадов. Поэтому в пакетах они нередко ассоциируют с другими гранулометрическими типами, являясь независимым членом турбидной ритмики. Мелко- и мелкообломочные (0,25—0,05 см) вулканокластиты характеризуются в большей степени отсортированным кристаллокластическим материалом, на фоне которого выделяются более крупные (среднезернистые) фрагменты измененной витрокластики. Связующая масса присутствует в незначительном количестве. Некоторые кристаллокластические разности, сложенные главным образом альбитовыми зернами, вследствие раскристаллизации превращены в единый мозаично-бластический роговиковоподобный агрегат.

Отдельно следует выделить смешанные пирокласто-осадочные (туф-фитовые или тефроидно-осадочные) породы, являющиеся постоянными членами стратифицированных вулканокластических пачек. В нижнебайосских отложениях встречаются преимущественно туфо- или тефроаргиллиты, в верхнем же байосе наряду с ними появляются туфомергели и даже туфоизвестняки. Количество вулканокластической примеси в них колеблется в больших пределах, однако связующая масса никогда не составляет меньше 20%. В некоторых туфоаргиллитах примесь вулканокластического материала характеризуется большой неотсортированностью. Характерная особенность — постоянное присутствие окварцованно-альбитизированных или карбонатизированных (издержка хлоритизированных и цеолитизированных) скелетов микрофауны, среди которых по нашей просьбе В. А. Тодрия были определены *Radiolaria*, *Globochaete sp.*, *Cadosina sp.* и единичные *Protoglobigerinae*. Названная микрофауна относится к планктонным организмам, характерным для пелагических частей морских бассейнов.

В аргиллитовых породах верхнего байоса встречаются осколки раковин мелководной фауны (гастроподы, двустворки). В верхнебайосских



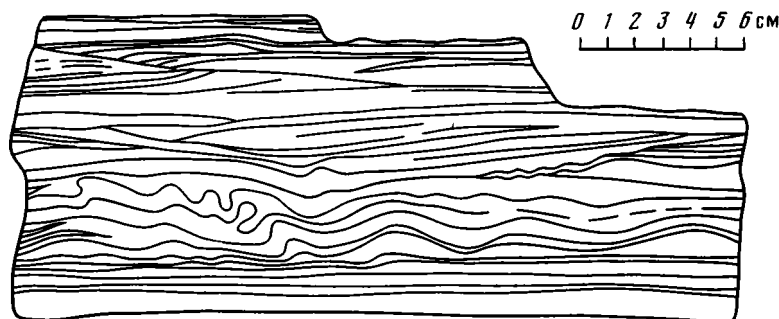
Фиг. 4. Строение типичных пакетов байосских тефроидных толщ

I—IV — ущелье р. Ингури, с. Хубери; V — там же, с. Худони; VI — Имеретия, ущелье р. Дзирула; VII—IX — Абхазия, ущелье р. Мрамба; X — ущелье р. Ингури, с. Хаиши; XI—XIII — Осетия, ущелье р. Паца. Гранулометрические типы тефроидов: 1 — мелкообломочный агломератовый, 2 — грубозернистый, 3 — среднезернистый, 4 — мелко- и тонкозернистый, 5 — пелитовый, 6 — граница пакетов. Интервалы по А. Боума: а — с градиционной слоистостью, б — нижний горизонтально-слоистый, с — косо- и конволюнтно-слоистый, d — верхний горизонтально-слоистый, e — пелитовый

же отложениях появляются вулканотерригенные породы, для которых характерна высокая степень изменчивости и большая обработка обломочного материала, а также присутствие карбоната в цементе. К вулканотерригенному материалу нередко в различных количествах примешаны обломки кварца, кислого плагиоклаза и слюды.

Названные гранулометрические типы пород слагают пакеты, в которых отмечается постепенное уменьшение размера зерен от подошвы к кровле, т. е. вертикальная сортированность (graded bedding) вулканокластического материала (фиг. 4). В хорошо отсортированных пакетах наблюдается такая же последовательность, которая, согласно модели А. Боумы, характерна для флишевых отложений (интервалы а, б, с, d, e). Однако случаев такой идеальной последовательности в байосских стратифицированных толщах мало. Обычно в пакетах отмечается ограниченное количество интервалов. Различаются два типа переслаивания. Для первого характерно наличие толстых (до 4—5 м) слоев с переменным присутствием мелкообломочных агломератов или грубозернистых кла-

столиков с включениями более крупных обломков и незначительное развитие мелко- и тонкозернистых разностей; туфоаргиллиты и аргиллиты отсутствуют вовсе или же имеют небольшую мощность. Для стратифицированных толщ другого типа характерно залегание в основании пакетов сравнительно небольшой мощности (0,5—2 м) средне- или мелкозернистого вулканокластолита с хорошо выраженным градационным распределением материала, переходящего выше в горизонтально-слоистый интервал; венчается пакет туфоаргиллитом или аргиллитом (*e*), мощность которого иногда достигает 2 м или более (см. фиг. 4). Нередко нижний горизонтально-слоистый (ламинитовый) интервал (*c*) выше переходит в волнистый (конволютный), который резко срезан подошвой нового



Фиг. 5. Характерная текстура тефрондов байоса: конволютная и косая слоистость в нижнебайосских тефроидах ущелья р. Мрамба (зарисовка со штуфа)

градационного пакета; изредка же конволютный интервал выше сменяется верхним горизонтально-слоистым (*d*), а затем следует пелитовый интервал (*e*). В некоторых тонкослоистых пакетах наблюдается наложение конволютного интервала непосредственно на интервал *a* (интервал *b* отсутствует). Нередко в пределах интервала *c* хорошо выражена косая слоистость с небольшим наклоном слоев по отношению к общей поверхности напластования (фиг. 5). Некоторые пакеты имеют сложное строение, выражающееся в том, что выше интервала *a*, представленного грубым материалом, наблюдается неоднократное тонкоритмичное переслаивание до начала нового грубообломочного интервала *a*. Нижняя граница градируемых пакетов почти всегда резкая, иногда на их нижней поверхности наблюдаются текстурные знаки типа слепков нагрузок, однако они развиты слабо и не дают возможности делать какие-либо генетические интерпретации. В тех случаях, когда стратифицированные пачки перекрыты грубыми агломератами, граница последних с нижележащими пелитовыми осадками неровная. Переход между пелитовым материалом и нижележащей градируемой частью пакета постепенный (в аргиллитах обычно содержится примесь очень тонкого вулканокластического материала), но в отдельных случаях он довольно резкий, в особенности при значительной мощности пелитового интервала.

В стратифицированных толщах, особенно при наличии пакетов с переслаиванием первого типа, отмечаются несколько разновидностей деформационных седиментационных текстур, классифицирующихся как текстуры, «возникшие неустойчивостью системы слоев с различной плотностью» [7]. Примером могут служить пакеты из стратифицированной толщи, обнажающейся в ущелье р. Ингури, выше с. Хайши. В подошве таких пакетов залегают градируемые грубозернистые вулканокластиты (интервал *a*), которые в верхней среднезернистой части содержат включения мелко- и тонкообломочных пород интервала *b*. Включения обладают неправильно извилистыми очертаниями, размер их до 0,1 × 0,4 м; большинство из них расположено субпараллельно слоистости; мощность интервала 0,3—0,8 м. Выше следует незатронутый седиментационными деформациями параллельно-слоистый интервал. Другая

встречающаяся разновидность седиментационных деформаций выражена в частичном разлинзовании параллельно-слоистого и косослойчатого интервалов, представленных мелко- и тонкозернистым вулканокластитом, залегающим над градированным интервалом *a*. Мощность разлинзованных прослоек небольшая (от 2—3 до 6—8 см). Разорванные концы таких частично разлинзованных прослоек клиновидно вытянуты и по-разному смещены относительно друг друга. Мощность интервалов с разлинзованными прослойками 0,1—0,5 м. В некоторых случаях интервалы с включениями и разлинзованными прослойками чередуются в пределах одного и того же градированного пакета. Описанный тип деформации можно отнести к текстурам седиментационного будинажа [7]. При возможности наблюдения контакта ритмично-стратифицированных толщ с граничащими агломератовыми пачками в последних отмечаются следы подводно-оползневых явлений (например, в ущелье р. Ингури, севернее с. Хубери). Здесь на фоне мелкообломочных агломератов выделяется несколько крупных (0,2×1; 1,2×2; 2,5×3 м) разноориентированных олистолитов из слоистых полосчатых вулканокластических пород, между которыми разбросаны более мелкие (до 20 см) обломки такого же типа. Некоторые олистолиты раздроблены, но их общая форма сохранена. В отдельных случаях в толще с тонко- и среднеслоистой стратификацией наблюдаются неразрушенные блоки мощностью до 25—30 м, сложенные массивными (со сферической отдельностью), местами толстослоистыми грубозернистыми вулканокластолитами, обладающими противоположной в отношении вмещающих отложений ориентацией слоистости. Появление таких блоков, как нам кажется, трудно объяснить обычными тектоническими деформациями, скорее всего их следует квалифицировать как олистолит.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ БАЙОССКИХ ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Анализ приведенного материала позволяет обсудить некоторые вопросы седиментационного механизма и условий формирования байосских вулканогенно-осадочных образований, а также провести сравнения с некоторыми их аналогами. Уже было показано, что в пакетах, или многослоях, по Н. Б. Вассоевичу [4], наблюдается вертикальная асимметрично-ритмичная градированность материала. При этом для пакетов, в составе которых участвует мелкоагломератовая или грубозернистая вулканокластика, характерна особенно плохая сортировка материала. Довольно часто в градированных многослоях встречаются текстуры седиментационных деформаций — косая и конволюнтная слоистость (см. фиг. 5) в закономерном сочетании с горизонтально-слоистыми интервалами *b* и *d*. В отдельных случаях на нижних поверхностях подошвы пакета наблюдаются характерные текстуры типа слепков нагрузки. Многослой, за исключением некоторых агломератово-грубозернистых, заканчиваются содержащими микрофауну пелитовыми осадками (глины, изредка мергели и известняки), характерными для пелагических частей морских бассейнов. Накопленный к настоящему времени богатый материал по моделированию седиментационных процессов и непосредственные наблюдения над образованием осадков в современных водоемах позволяют заключить, что перечисленные особенности отложений обязаны своим происхождением подводным турбидным потокам. При этом агломератово-грубозернистые пачки, построенные по типу *abe* или *ae*, вероятно, формировались в результате деятельности незрелых турбидных потоков, именуемых флюксотурбидными. В образовании же более тонко стратифицированных и мелкозернистых пакетов, построенных из сочетания интервалов по типу *abce*, а изредка *abcde*, принимали участие обычные турбидные потоки.

Проведенный фациальный анализ вулканической зоны позволяет представить подводный рельеф внутри байосского задугового бассейна в виде сложного чередования активных вулканических сооружений и се-

диментационных депрессий. Турбидные потоки сносили свежесброшенный туфовый материал со склонов этих сооружений к их подножию и разносили по дну депрессий, где в относительно глубоководной обстановке формировались ритмичные градированные тефроидные отложения. В периоды усиленной эксплозивной деятельности в депрессии доставлялся обильный тефрогенный материал, преимущественно флюксотурбидными потоками. При сравнительно умеренных же эксплозиях функционировали обычные турбидные и придонные течения с формированием тефротурбидитовых и тефроконтуритовых осадков. Развитие на перифериях вулканической зоны шлейфы вулканогенных обломочных отложений проявляют определенную латеральную зональность. От проксимальных частей таких шлейфов к дистальным наблюдается постепенное ослабевание роли турбидных потоков. Так, например, в переходной полосе от задугового вулканического бассейна к собственно окраинноморскому (МЛБ) в пределах Рачи, среди глинистых отложений нижнего байоса (дистальная часть шлейфа) наблюдаются лишь отдельные пачки и пакеты тефротурбидитов. Необходимо подчеркнуть, что мощность стратифицированных толщ как в пределах седиментационных депрессий, так и шлейфов, значительно больше в центральных и северных — наиболее прогнутых частях задугового бассейна, нежели в южной его части, т. е. приближенной к ЗОГ.

В вертикальном разрезе вулканической зоны в соответствии с установленной общей тенденцией ослабления вулканической активности от раннего байоса к позднему замечается определенная эволюция процесса турбидной седиментации вулканогенного обломочного материала, а именно в раннем байосе этот материал, как правило, тефрогенный, связанный с эксплозиями; в позднем же байосе (в особенности в самом его конце) к тефрогенному материалу примешивается вулканотерригенный (продукты размыва вулканических островов), а также обычный терригенный, привносимый с приподнятых частей кристаллических пород фундамента (восточнее Сванетского подводного поднятия).

Важная особенность условий образования ритмичных отложений байоса — наличие сложномодифицированного подводного (временами и островного) рельефа при отсутствии или же незначительном развитии шельфовых обстановок в пределах положительных структур. Поэтому переработка исходного материала, характерная для шельфа, как и роль продольных морских течений в дифференциации кластики, столь характерные по классическим представлениям для флишевых бассейнов [4], значительно снижены. На первый план выдвигается быстрая транспортировка больших масс свежесброшенного неотсортированного пирокластического материала по крутым склонам вулканических сооружений к их подножию с последующим разном терригенной кластики по дну сравнительно небольших подводных депрессий (котловин).

Сходный способ формирования, охарактеризованный сравнительно недавно в современных океанических бассейнах под названием «долинно-веерной системой континентального подножия», был применен И. В. Хворовой и М. Н. Ильинской [18] для объяснения механизма формирования граувакковых флишеидных отложений зилаирской свиты Южного Урала. Состав исходного материала и способ его генерации для зилаирских и байосских отложений явно различны: первый из них сложен в основном граувакковым терригенным материалом, доставленным с молодой внутривулканической тектонической суши, второй же питался ювенильной пирокластикой, выброшенной на склоны вулканических аппаратов. И все же, несмотря на эти различия, их сближают одинаково большие возможности снабжения материалом, способов его транспортировки по склонам положительных сооружений, почти лишенных шельфа, и котловинные условия накопления без значительного участия продольных подводных течений, характерных для торговых бассейнов. Кстати, следует заметить, что зилаирский флишеид Южного Урала является аналогом флишеидных отложений сорской свиты, подстилающей порфиритовую серию байоса в центральных частях вулканической зоны.

Байосские вулканокластические отложения Грузии непосредственно связаны с среднеюрскими ритмично-стратифицированными толщами северо-западного Кавказа, сложенными материалом как кислых, так и основных эффузивов. В байосе этого района Н. Г. Ломизе [14] обнаружены градирированные зернистые пакеты туффита, в алевроитовой части которых появляется тонкая горизонтальная и косая слойчатость. Следует, однако, отметить, что байосские вулканокластолиты как северо-западного Кавказа, так и Грузии в отличие от типичного флиша характеризуются редкостью и меньшим разнообразием флишевых подошвенных знаков. Выявленные особенности стратифицированных толщ вулканогенной серии байоса позволяют провести некоторые сравнения и со сходными разновозрастными объектами. В этом отношении наиболее близким аналогом байосской порфиритовой серии можно считать ирендыкскую вулканогенную свиту девона Южного Урала [16, 17]. Эти две разновозрастные вулканогенные формации близки по типу извержений, составу их продуктов, условиям образования и принадлежности к эвгеосинклинальной стадии развития. Все это в свою очередь во многом определило сходство слагающих эти формации вулканокластических толщ по составу, типам переслаивания, видам флишевых текстур и механизму формирования.

Ряд сходных черт выявляет сопоставление байосской вулканогенно-осадочной толщи с сенонским, так называемым туфо-тефроидно-карбонатным осадочным геокомплексом среднегорской зоны Болгарии, в результате исследования которой И. К. Начевым [20] установлена его флишевая (турбидитовая) природа и латеральные переходы, с одной стороны, в пирокластические, а с другой — граувакково-алевритовые флишевые образования. Несомненный интерес представляет также сравнение с ниже- и среднеэоценовым, так называемым вулканогенным (туфогенным или пирокластическим) флишем Аджаро-Триалетской складчатой системы, состав (андезит-базальтовый пирокластический материал) и геологическая позиция которого изучены довольно полно [6, 8]. В результате фациального анализа флишевой толщи северного склона Месхетского хребта намечаются постепенные переходы от прижерловой к промежуточной и отдаленной зонам, в составе которых наряду с пирокластолитами предполагается значительное участие тефроидных осадков [15]. Важно подчеркнуть, что ниже- и среднеэоценовый «вулканогенный флиш» Аджаро-Триалетии постепенно продолжает вверх разрез палеоцен-нижнеэоценовых терригенно-карбонатных флишевых отложений; байосские же тефрогенные флишевые образования, как уже отмечалось, залегают над тоар-ааленским флишоидом сорской свиты. Поэтому естественно допустить, что тектонические условия флишеобразования в этих бассейнах (наличие размываемых поднятий гранито-метаморфического слоя и трогов с турбидитовыми осадками) существовали еще до формирования вулканического рельефа и появления эксплозивного материала. Однако, как показали исследования байосских тефрогенных образований Грузии, в результате интенсивного вулканизма и сопряженных с ним явлений непосредственное воздействие тектонических факторов на процесс флишеобразования «притупляется». Появление сложнодифференцированного вулканического подводного, местами островного рельефа с огромным количеством свежесброшенного вулканокластического материала, сопровождавшееся сейсмическими толчками, обусловило регулярное функционирование подводных суспензионных потоков с положительных форм рельефа к депрессионным участкам и формирование градирированных осадков. С ослаблением вулканизма и уменьшением роли ювенильного материала (поздний байос) возобновляется влияние прежних тектонических факторов флишеобразования, на фоне которых созданные вулканизмом сооружения выступают в качестве дополнительных источников кластического (вулканотерригенного) материала.

1. Адамия Ш. А., Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б. Эволюция древней активной континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа.— Геотектоника, 1977, № 4, с. 88—103.
2. Беридзе М. А. Некоторые новые данные о байосской порфиритовой свите Рачи.— Тр. Геол. о-ва Грузии, 1970, т. VII, вып. 1/2, с. 15—24.
3. Беридзе М. А., Пруидзе М. П., Чихрадзе Г. А. Опыт реконструкции раннеюрских центров вулканизма в геосинклинали южного склона Большого Кавказа.— В кн.: Палеовулканизм и его продукты (матер. Всес. палеовулкан. симпозиума 2—7 июля 1975 г.). Петрозаводск, 1977, с. 73—81.
4. Вассоевич Н. Б. Условия образования флиша. Л.— М.: Гостоптехиздат, 1951. 240 с.
5. Гамкрелидзе П. Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы.— Тр. ГИН АН СССР. Тбилиси, 1949, № 2, 436 с.
6. Гамкрелидзе П. Д. Основные черты тектонического строения Кавказа.— Геотектоника, 1966, № 3, с. 3—14.
7. Градзинский Р., Костецкая А., Родомский А., Уноуг Р. Седиментология. М.: Недра, 1980. 646 с.
8. Дзоценидзе Г. С. Домоценовый эффузивный вулканизм Грузии.— Тр. Ин-та геол. и минералогии. Тбилиси, 1948, № 1. 407 с.
9. Джанелидзе Т. В. Среднеюрский вулканизм геосинклинали Южного склона Большого Кавказа (в бассейнах рек Ингури и Цхенисцкали).— Тр. ГИН АН СССР. Тбилиси: Мецниереба. Нов. сер., 1969, вып. 22. 93 с.
10. Джанелидзе Т. В., Адамия Ш. А., Абесадзе Г. Н., Вашадзе Б. Г., Кавтарадзе А. А. Средняя юра северо-западной части Абхазии.— В кн.: Вопросы геологии северо-западной части Абхазии. Тбилиси: Мецниереба, 1972, с. 39—62.
11. Зесашвили В. И. Стратиграфия средней юры. Геология СССР. Т. 10. Грузинская ССР, часть I (Геологическое описание). М.: Недра, 1964, с. 65—87.
12. Кахадзе И. Р. Грузия в юрское время.— Тр. ГИН АН СССР. Сер. геол., т. III (VIII). Тбилиси, 1947. 371 с.
13. Ломизе М. Г., Суханов М. К. Юрская порфиритовая серия Закавказья и концепция Закавказской плиты.— Вест. МГУ, 1974, № 2, с. 48—59.
14. Ломизе М. Г. Вулканизм северо-западного Кавказа и его связь с тектоникой. М.: Изд-во МГУ, 1969. 278 с.
15. Надарейшвили Г. Ш. Фации и генетические типы палеогеновых вулканогенно-осадочных образований северного склона Месхетского хребта.— В кн.: Вопросы геохимии и петрологии. Тбилиси: Мецниереба, 1973, с. 94—103. (Тр. ГИН АН СССР. Нов. сер., вып. 38).
16. Хворова И. В., Ильинская М. Н. Некоторые вопросы механизма формирования туфовых накоплений ирендыкской свиты.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 11, с. 78—87.
17. Хворова И. В., Елисеева Т. Г. Структурные особенности туфовых турбидитов ирендыкской свиты.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1963, т. 38, вып. 3, с. 87—98.
18. Хворова И. В., Ильинская М. Н. Верхнедевонские граувакковые отложения Южного Урала и механизм их формирования.— Литол. и полезн. ископ., 1980, № 4, с. 55—67.
19. Чихрадзе Г. А. Литология ниже- и среднеюрских отложений Южного склона Большого Кавказа.— Тр. ГИН АН СССР. Нов. сер., 1979, вып. 62, 203 с.
20. Начев И. К., Янев С. Седиментные геоконплексы в България. София: Наука и изкуство, 1980. 354 с.

Геологический институт
АН СССР, Тбилиси

Поступила в редакцию
20.III.1981

УДК 551.217.3(574.11)

ПОДВОДНЫЕ ВУЛКАНОКОЛЛЮВИАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ УРАЛА

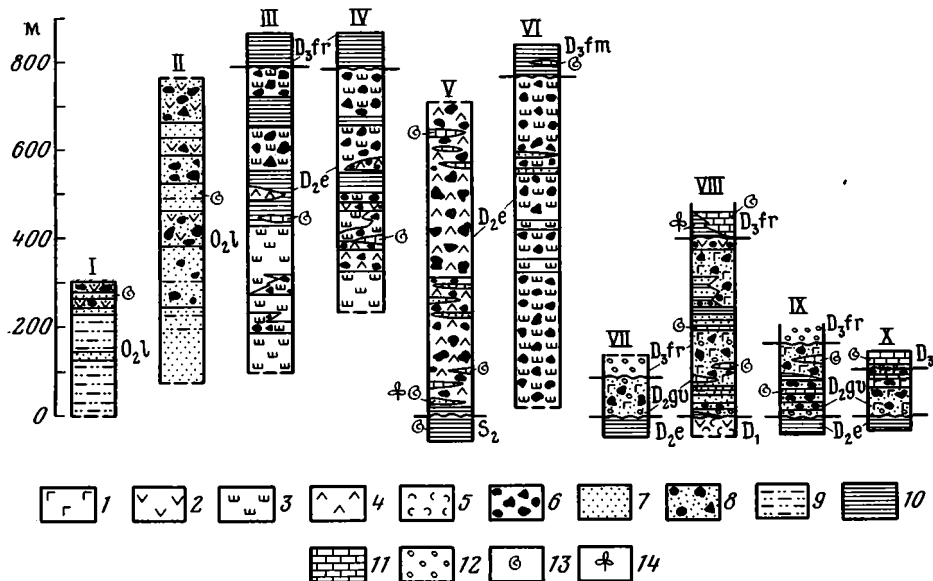
КОРИНЕВСКИЙ В. Г.

Из массы вулканогенно-обломочных палеозойских пород Южного Урала, традиционно определяемых как грубые туфы, туфобрекчии, агломераты и т. п., предлагается выделить новый тип — подводные вулканоколлювиальные породы. Они образуются в областях активного вулканизма на склонах и у подножия подводных вулканических построек под действием силы тяжести при сейсмостектонических сотрясениях и оползнях, когда в обрушение вовлекаются твердые продукты синхронной вулканической деятельности. Приведены признаки отличия подводных вулканоколлювиальных брекчий от близких по размерности туфов, вулканотерригенных пород и тефротурбидитов, с которыми они нередко находятся в пространственной близости. Особо подчеркивается разница в строении подводных вулканических бомб и обломков вулканитов другого происхождения.

В разрезах палеозойских вулканогенных толщ различных структурно-формационных зон Южного и Среднего Урала (Сакмарской, Магнитогорской и Восточно-Уральской) на пространстве от широты г. Реж до Южных Мугоджар в отложениях от среднего ордовика до раннего карбона включительно широко распространены довольно мощные грубообломочные толщи своеобразного облика и состава (фиг. 1). Как правило, они образованы нагромождением угловатых обломков разнофациальных вулканитов, аналогичных по составу эффузивным породам, образовавшимся в этот интервал времени поблизости. Среди обломков преобладают крупнообломочные брекчии, которые на Урале описывались как агломераты, агломератовые ксенотуфы, лавовые брекчии, глыбовый горизонт — олистострома, несортированные конглобрекчии, лахары и т. п. Наиболее часто они принимались за грубые туфы и туфобрекчии. Кроме участков, указанных на фиг. 1, палеозойские вулканогенно-обломочные породы, местами превосходно обнаженные, установлены также в районе Биягодинской синклинали, урочище Каменная гора [10, 21], Ирендыкском хребте [27], по рекам Реж, Багаряк и Исеть (Средний Урал), в Шелудивых и Паршивых горах Южного Урала, в бассейне рек Бакай, Аралтобе и Ойсылкара (Мугоджары). Подобные образования описаны в Центральной Казахстане [13, 26], в островодужных комплексах Дальнего Востока [20, 22], Антильской дуги [33] и т. д. Широкое развитие вулканогенно-обломочных пород в современных и древних геосинклинальных системах, приуроченность их преимущественно к образованиям островодужной стадии обуславливают необходимость изучения вещественного состава и генезиса этих отложений, что также важно для расчленения гетерогенных вулканогенно-осадочных пород древних геосинклиналей. В качестве фактического материала использованы результаты, полученные автором на Урале, и данные, имеющиеся в литературе по затронутой проблеме как по Уралу, так и по другим регионам.

УРАЛ

Внутреннее строение толщ грубообломочных брекчий вулканитов лучше всего рассмотреть на примере среднедевонских (Берчогурская синклиналь Южных Мугоджар, бассейн рек Чанчар, Медес и Торангул в Сакмарской зоне) и раннекаменноугольных (русла рек Кабанка и Увелика в Восточно-Уральском прогибе) отложений. Наиболее часто встречается нагромождение глыб и мелких угловатых обломков различных вулканитов, плотно прилегающих друг к другу (фиг. 2, а; 3, г) или «плава-

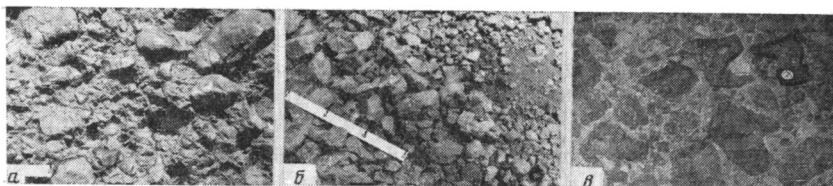


Фиг. 1. Разрезы палеозойских вулканогенно-осадочных толщ Южного Урала, содержащих вулканоколлювиальные породы

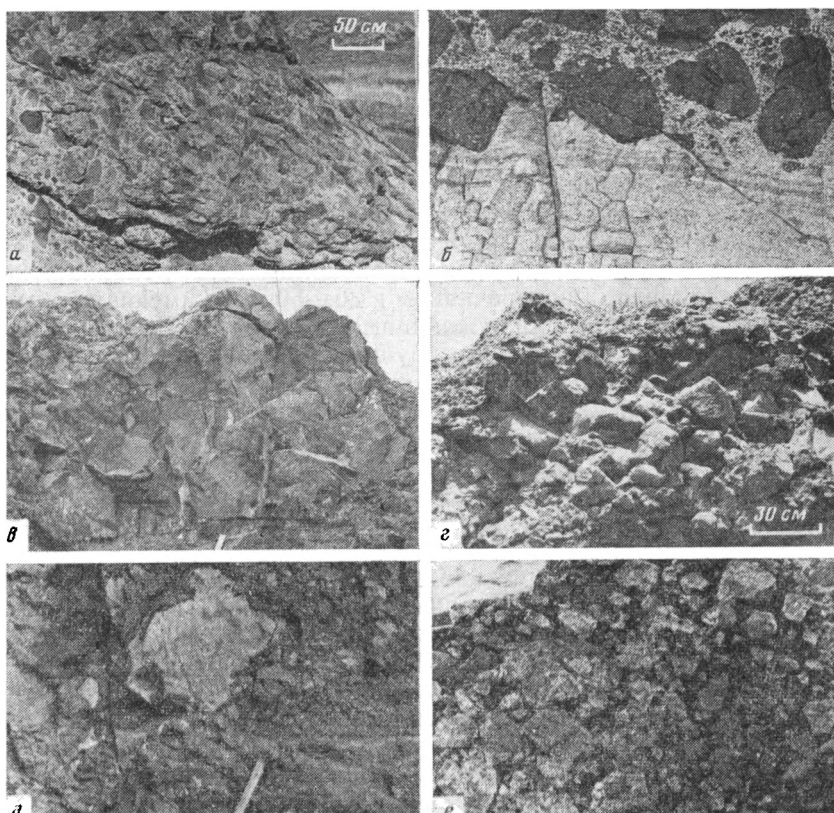
Районы Сакмарской зоны: I — устье р. Карабутак, II — верховья р. Шанды у развалин зимовки Заротскот, III — левобережье р. Домбар, IV — правобережье р. Чанчар у зимовки Чинар, V — левобережье р. Торангул севернее с. Ленинское, VI — правобережье р. Аралтобе, ручей Кожасай; районы Западно-Мугоджарской зоны, обрамление Берчогурской синклинали: VII — овраг Закирсай, VIII — междуречье Базарсай — Тлегенская, IX — верховья р. Шулдак, X — гора Аралтобе. Породы эффузивной фации: 1 — базальты, андезито-базальты; 2 — андезиты; 3 — чанчариты; 4 — трахибазальты; 5 — туфы смешанного состава; 6 — преимущественно подводные вулканоколлювиальные брекчин смешанного состава; 7 — песчаники; 8 — вулканоколлювиальные брекчин с песчановым цементом; 9 — туфогенные аргиллиты и пепловые туффиты; 10 — глинистые и кремнистые породы; 11 — известняки; 12 — конгломераты; 13 — места сборов ископаемой фауны; 14 — места сборов ископаемой флоры

ющих» в глинисто-карбонатном (фиг. 3, а; 2, в), псаммитовом цементе, состоящем из неокатанных песчаников породообразующих минералов и вулканических пород, которыми сложены и крупные обломки с незначительной примесью пепловых частиц. Эти вулканогенно-обломочные толщи нередко обладают грубой стратификацией, которая подчеркивается не только присутствием линзовидных слоев глинисто-кремнистых пород, туфогенных аргиллитов и туффитов, пепловых туфов, известняков, песчаников (фиг. 3, б), подобных по составу тем, что заполняют промежуточные глыбами, но и сменой состава обломков вулканитов по вертикали. По размерности среди указанных пород преобладают разнообломочные брекчин (фиг. 3, г). В отложениях крупных сейсмостектонических обвалов склонов стратовулканов [14, с. 31] глыбы вулканитов иногда цементируются тонким алевропелитовым веществом.

Обычно объем породы более чем на 40% состоит из крупных угловатых обломков вулканических пород, среди которых преобладают базальтоиды, менее часто встречаются андезиты, в единичных случаях — дациты и липариты (см. фиг. 1). В Сакмарской зоне широко распространены брекчин (фиг. 3, г) из обломков субшелочных пород: чанчаритов, трахибазальтов, трахиандезитов и трахитов. Обломки представлены фрагментами сфероидов подушечных лав, частей монолитных потоков, вулканических бомб изометричной формы, пород субвулканических и жерловых тел, лавовых брекчий, туфов различной размерности, эпидозитов по вулканитам, иногда рудными обломками. В пределах отдельных обнажений преобладают обломки какого-то одного состава, но монолитические брекчин встречаются очень редко. Как правило, состав всех этих текстурно и структурно разнородных вулканитов близок, моноформационен и соответствует тем вулканическим породам, которые формировались в период накопления грубообломочных толщ в непосредственном их окру-



Фиг. 2. Состав и строение подводных вулканоклювиальных брекчий Урала
а — плотная упаковка обломков эффузивных и субвулканических чанcharитов; грани и ребра обломков сглажены, обтерты; р. Чанchar, Сакмарская зона, эйфельский ярус;
б — угловатая форма обломков чанcharитов из вулканоклювиальных брекчий; элювиальные развалы; р. Чанchar, Сакмарская зона, эйфельский ярус; **в** — неправильной формы, часто угловатые обломки андезито-базальтов, «плавающие» в карбонатно-псаммитовом цементе брекчий; гора Аралтобе, Южные Мугоджары, живетский ярус



Фиг. 3. Подводные вулканоклювиальные брекчий различных районов Урала
а — «плавающий» характер распределения глыб в вулканоклювиальной брекчий андезито-базальтов; гора Аралтобе, Южные Мугоджары, живетский ярус; **б** — прошлой слоистых песчаников в глыбовых брекчий, там же; **в** — крупные глыбы андезито-базальтов в вулканоклювиальной брекчий, там же; **г** — крупноглыбовая вулканоклювиальная брекчий чанcharитов; р. Чанchar, Сакмарская зона, эйфельский ярус; **д** — глыба оолитовых известняков (светлое) в вулканоклювиальной брекчий обрушения; р. Багаряк у дер. Полднево, Средний Урал, верхний силур — нижний девон; **е** — угловатая форма обломков андезитов в вулканоклювиальной брекчий, карбонатный цемент брекчий выщелочен; р. Реж, Средний Урал, средний девон

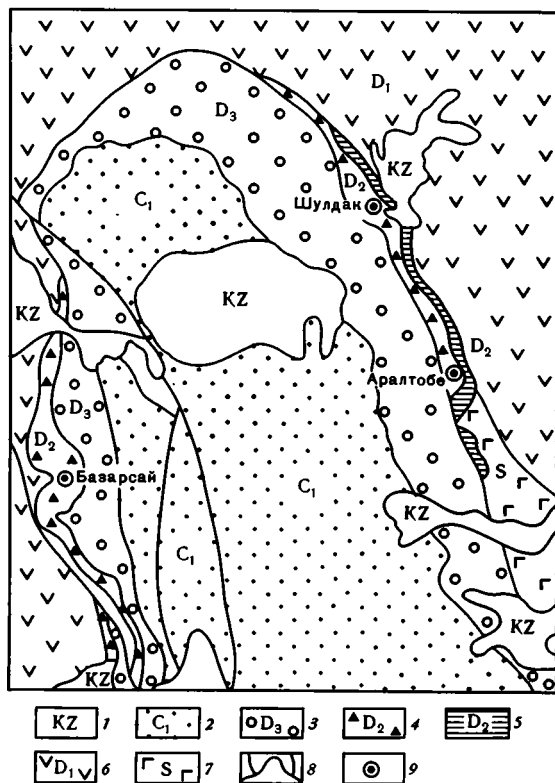
жении. Об этом свидетельствует тождество пород из обломков и окружающих поле эффузивов; наличие пепловой пирокластики в цементе брекчий и составе туфовых пропластков; присутствие потоков подушечных или компактных лав в толще брекчий (см. фиг. 1); прорывание последних субвулканическими телами, обломки пород которых отмечаются в вышележащих пластах брекчий; отсутствие в подстилающих толщах эффузивов того состава, что в обломках.

Таким образом, грубообломочные брекчий состоят из перемещен-

ных в водной среде обломков литифицированных разнофациальных вулканических пород, синхронных эффузивной деятельности того времени. Утверждение о том, что обломочный материал описываемых брекчий произошел за счет разрушения продуктов подводных, близких по времени вулканических извержений, основывается на следующих признаках: 1) отсутствие обломков, характерных для эксплозивных выбросов наземных вулканов (фигурные и закрученные бомбы), фрагментов гематитизированных грубопористых поверхностных частей наземных потоков; 2) присутствие переотложенных лавовых подушек и переслаивание их отдельных покровов с пачками описываемых брекчий; 3) наличие в виде обломков изометричных вулканических бомб и частей их с плотными зонами закалки по периферии и зональным распределением миндалин, столь обычных для подводных эксплозий; 4) очень незначительное количество прослоев туфов. Разрушался не только плащ из лавовых и туфовых накоплений, но и более глубокие части эффузивных толщ. При этом обнажились субвулканические и жерловые тела, метасоматически переработанные породы (эпидозиты). Об участии пород субвулканической фации в образовании толщ грубообломочных вулканогенно-осадочных толщ свидетельствуют два примера.

В Сакмарской зоне на правом берегу р. Чанчар среди поля среднедевонских вулканогенно-осадочных брекчий чанчаритов изометричным пятном диаметром около 200—300 м выделяется участок, где в составе брекчий кроме обломков чанчаритов появляется большое количество глыбок роговообманковых трахиандезитов. Центральную часть этой площади занимает выход монолитных роговообманковых трахиандезитов субвулканической фации поперечником в 30—50 м, не имеющих обычных резких рвущих контактов с окружающими брекчиями. Подобные трахиандезиты слагают многочисленные рвущие субвулканические тела в нижележащей верхнеэйфельской толще трахибазальтов и трахиандезитов, с которыми они обнаруживают близкое петрографическое и петрохимическое сходство. Такие соотношения и состав пород показывают, что на современном срезе наблюдаются область разрушавшегося в позднем эйфеле денудированного субвулканического тела и отложения продуктов его разрушения в непосредственной близости, где они смешивались с преобладающими для данной площади обломками других вулканических пород. Подобная картина наблюдается и на западном борту Берчогурской синклинали в Мугоджарах в долине лога Базарсай (фиг. 4). В живетском веке разрушению и недалекому переотложению в виде грубых брекчий подвергался ряд дайкообразных субвулканических тел роговообманковых андезитов. Осадочные и туфогенно-осадочные породы, большей частью аналогичные тем, что слагают выклинивающиеся пласты в грубообломочной толще, играют в составе обломков подчиненную роль. К ним относятся известняки (фиг. 3, д), туффиты, кремнистые породы, кремневые желваки, песчаники и т. п. В приподнятых частях толщ появляется значительная примесь обломков подстилающих пород, нередко окатанных, в том числе габбро (р. Чанчар), липаритов, колчеданных руд (ручей Зикарсай). Количество осадочных прослоев в грубообломочных разрезах невелико. Иногда в них видны следы оползания и проседания. В большинстве мест осадочные прослои залегают спокойно.

Во всех случаях грубообломочные вулканические по составу брекчий устроены среди толщ морского происхождения. Содержащиеся в них прослои известняков заключают бентосную, нередко рифостроющую фауну. Остатки подобной фауны обнаруживаются и в карбонатном цементе брекчий [9—11]. Наблюдаются колонии строматопороидей, обрастающих отдельные глыбы вулканитов. В глинисто-кремнистых прослоях отмечаются скопления радиолярий, а в тонких пропластках известняков — конодонты [21]. Все это в сочетании с характером слоистости в линзах осадочных пород указывает на морские условия накопления грубых обломочных вулканических образований. Большие размеры (иногда более 5 м) отдельных глыб (см. фиг. 3, в), отсутствие следов значительно переноса обломочного материала, частое присутствие рифогенных



Фиг. 4. Схема распространения вулканогенно-осадочной толщи живетского яруса по обрамлению Берчогурской синклинали в Южных Мугоджарах [9] Осадочные отложения: 1 — кайнозоя, 2 — нижнего карбона, 3 — верхнего девона; 4 — вулканогенно-осадочные отложения живетского яруса, содержащие подводные вулканоколлювиальные образования; 5 — кремнистая толща эйфельского яруса; 6 — нижнедевонские лавы и туфы андезито-базальтового и андезитового состава; 7 — эффузивная толща основных лав силура; 8 — геологические границы; 9 — участки, для которых составлены разрезы, приведенные на фиг. 1

известняков свидетельствуют об относительно мелководной обстановке формирования этого комплекса отложений. Следует подчеркнуть, что возраст фауны в глыбах, цементе брекчий, в виде обрастающих колоний, в прослоях осадочных пород, как правило, близок и соответствует возрасту вулканогенно-обломочной толщи в целом, определяемому по ее положению в стратиграфическом разрезе между фаунистически датированными перекрывающими и подстилающими отложениями [10]. Пока известно одно исключение: мелкообломочная толща осадочных и вулканотерригенных пород франского возраста в Биягодинской синклинали содержит линзы грубообломочных брекчий обвально-оползневой происхождения, в которых отторженцы (олистоциты) известняков имеют более древний, живетский возраст [21].

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Из разрезов на фиг. 1 видно, что накопление грубообломочных отложений протекало в небольшие промежутки времени (часть века) и неоднократно прерывалось осадконакоплением или излияниями лав. В пространстве эти отложения находятся среди более тонкообломочных осадков в форме крупных линзовидных тел протяженностью в несколько сот метров, нередко располагаясь четковидными цепочками. Такие факты были отмечены В. А. Масловым [21] для района Биягодинской структуры, а также Л. Я. Кабановой при полевых исследованиях в Шелудивых горах Южного Урала.

Показателен пример распространения живетских вулканогенно-осадочных брекчий в Мугоджарах. Выходы их протягиваются по обрамле-

нию Берчогурской синклинали (см. фиг. 4). За ее пределами в подстилающих породах силура и девона порфировых андезитов-базальтов, чьи обломки слагают толщу живетских брекчий, не обнаружено. Отсюда следует, что центры живетской вулканической деятельности скорее всего располагались во внутренних частях зоны, очерченной ныне Берчогурской синклиналью [9]. Тем самым выходы вулканогенных брекчий фиксируют окраинные области живетского вулканизма. Аналогичный вывод может быть сделан и для эйфельских вулканических брекчий Сакмарской зоны, которые также оконтуривают краевые зоны щелочного вулканизма позднего эйфеля [11].

На особые условия формирования рассмотренных образований указывает следующее: а) линзовидный характер распространения наиболее грубообломочных разностей, частая и незакономерная смена их по простиранию мелкообломочными и хемогенными слоистыми осадочными и вулканогенно-осадочными отложениями; б) мелководно-морские условия накопления; в) хаотическое расположение обломков, их угловатые очертания (см. фиг. 3, е), неравномерное размещение в массе породы; г) перенос обломков в движущейся вязкой среде, о чем свидетельствуют многочисленные случаи раскалывания крупных глыб и наличие мелких угловатых фрагментов, возникших при разламывании больших обломков; д) отсутствие сортировки обломков по размерности внутри отдельных пачек; е) сонахождение обломков литифицированных вулканитов различных по глубинности фаций (подушечные лавы, фрагменты туфов различной гранулометрии, породы субвулканической и жерловой фаций, эпидозиты) и обломков литологически разных типов осадков (известняки, песчаники, кремни); ж) смена грубых осадков по простиранию более тонкими при сохранении состава и облика пород. Наиболее удачным нам представляется отнесение описанных образований к подводному коллювию [2]. В зависимости от размерности и строения отдельных участков развития таких грубообломочных накоплений можно вслед за Л. Н. Ботвинкиной [2] говорить об отнесении тех или иных разностей к прибрежному коллювию обрушения («свал глубин») или к субмаринному коллювию обрушения подводных склонов вулканических построек (наиболее распространенный тип отложений). Фактически это подводная олистоstroma специфического состава, когда в обрушение и перемещение вовлекались лишь продукты подводного вулканизма и сопровождающие их осадочные породы. Как известно, термин «олистоstroma» сейчас применяется лишь в приложении к геологическим телам, имеющим подводно-оползневое происхождение [24, 34, 36]. Поскольку вулканические отторженцы-олистолиты в основной своей массе происходят из вмещающих пород, указанные образования можно отнести к эндолистоstromам [34].

Хотя генетический тип подводного вулканогенного коллювия известен давно [2], конкретных примеров такого типа отложений в литературе нами не встречено. Нет и петрографического термина для обозначения их своеобразного состава. Ранее мы определяли эти породы как вулканотерригенные [9—11], считая, что они отлагались из грязекаменных потоков типа лахар. Однако слабая обработанность обломочного материала, линзовидный или неправильной формы характер его скоплений, незначительная роль в составе его пирокластики (тефры), синхронность накопления с вулканической деятельностью отличают эти отложения от вулканотерригенных. По-видимому, целесообразно ввести новый термин для отложений подводного коллювия вулканических склонов и их подножий [12]. Исходя из состава обломочного материала и способа его подачи (подводные обвалы и оползни в результате вулканических и сейсмотектонических землетрясений, цунами и т. д.), удобным является термин «подводные вулканоколлювиальные породы»¹, которые можно разграничивать по степени крупности обломков, следуя известной класси-

¹ Далее в тексте подводные вулканоколлювиальные породы для краткости имену-
ются вулканоколлювиальными.

фикации Е. Ф. Малеева [20], на брекчии, песчаники и т. п. При выделении вулканогенного коллювия в [2] указано, что термин предложен для отложений целиком вулканического происхождения, перемещенных вскоре после их выпадения без существенной примеси постороннего материала. Это имеет место в наземных условиях на склонах вулканов и у подножий их. В подводной обстановке в обрушение вовлекаются не только эффузивные породы, но и синхронные им пласты осадочных и вулканогенно-осадочных пород, располагающиеся на склонах вулканических построек, выступы пород древнего фундамента и т. п. Поэтому подводный коллювий таких областей будет состоять из смеси преобладающих обломков вулканогенных пород и примеси пород ионного состава. Применяя для них термин «подводный вулканоколлювий», мы стремились подчеркнуть решающую роль в их составе обломков синхронных вулканических пород.

СОВРЕМЕННЫЕ И ДРЕВНИЕ АНАЛОГИ

Для областей современного вулканизма примеры грубообломочных отложений, состоящих из глыб вулканогенного материала, накопившихся в результате сейсмотектонических обвалов (вулкан Камень на Камчатке, о. Кунашир, о. Карагинский), описаны в [19]. В особую группу выделены вулканотерригенные коллювиальные и вулканогенные коллювиально-пролювиальные отложения, которые широко распространены по периферии стратовулканов, в прибрежных зонах островных вулканов и островных дуг, по обрамлению подводных вулканов. Основная масса обломочного материала для этих пород поступала со склонов вулканов, чья деятельность протекала в наземной обстановке. В связи с этим отложившиеся в прибрежном мелководье вулканогенные коллювиальные образования по составу не отличаются от наземных вулканокластических накоплений. Е. Ф. Малеев [19, с. 89] приводит перечень текстурных и структурных особенностей коллювиально-пролювиальных отложений, присущих в определенной степени и описываемым образованиям Урала. Они характеризуются: «1) пластовым залеганием мощностью от сантиметров до 2—10 м и более; 2) сложным составом — перемещенная тефра, часто с примесью обломочного материала глыбовых потоков; 3) слабой сортировкой материала по крупности и слабой обработке его (скалывание углов); 4) иногда грубой, нечетко выраженной слоистостью; 5) преобладанием псаммитового и гравийного материала при практическом отсутствии глинистого; 6) плотным сложением мелкообломочного материала». Подобные по строению грубообломочные толщи, но состоящие из глыб более древних кремнистых пород, по совокупности признаков И. В. Хворова [28, с. 181] также считает образовавшимися при подводных обвалах.

Образование современных и недалекого прошлого островных дуг сопровождается накоплением толщ вулканогенных моласс [23]. Вначале казалось, что в строении их ведущая роль принадлежит лахарам, но Т. С. Краевой было отмечено широкое распространение в вулканогенной молассе отложений «сухих рек» [3]. Нам представляется, что в недалеком будущем в составе вулканогенных моласс будут выделены подводные вулканоколлювиальные породы. В некоторых районах СССР уже сейчас описаны отложения, по комплексу признаков полностью соответствующие подводным вулканоколлювиальным. Так, среди толщ морских подушечных лав верхнего плиоцена о. Уруп на побережье залива Натальи указывается [22, с. 130] на наличие мощной (130 м) пачки конгломератобрекчий с линзами гигантоглыбовых «обвальных брекчий». Их обломочный материал имеет сравнительно однородный состав и представлен базальтами и андезито-базальтами. К разновидности абиссального подводного вулканоколлювия можно отнести обломочные россыпи, возникающие у основания крутых фронтальных частей подушечных потоков на дне рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта [32]. Авторы этих наблюдений подчеркивают роль землетрясений и тектонических движений при образовании таких россыпей. Обломки представля-

ют из себя крупные фрагменты подушечных тел. Мелкоразмерный материал фильтруется между глыбами и не виден на поверхности. Следует заметить, что в условиях мелководья и субаэральной обстановки (подледниковые потоки Исландии) образуются аналогичные по строению подушечно-лавовые коллювиальные скопления [2, 20] или блоковые пиллоубрекции [35]. Ведущая роль в этом процессе принадлежит силам гравитации, проявляющимся в виде обрушений и оползания вулканических склонов, частей потоков и т. п.

К числу подводноколлювиальных накоплений можно отнести и толщи грубообломочных пород, представляющих собой переотложенные синхронные вулканы, базальт-дацитовый формации позднего ордовика Предчингизья в Казахстане [26]. Их слагают продукты разрушения вулканических построек, возникавших в течение не одного акта извержения, а в вулканическую эпоху, соответствующую времени образования формации, а также продукты размыва агломератов мантии склонов экструзивных куполов. В этих случаях породы состоят из переотложенных глыб купольных брекчий и рифогенных известняков, облекавших склон постройки. Среди обломочных отложений преобладают глыбово-агломератовые разности, отличающиеся отсутствием сортировки по размеру и степени окатанности обломков, которая в крупных валунах и глыбах лучше, чем в мелких обломках. Описываемые грубые вулканогенно-обломочные отложения сложены ритмично наслоенными пачками пластов, которые по латерали выклиниваются. Размер обломочного материала на коротких расстояниях уменьшается от глыб 10—15 м до дресвы в 5—10 см. Мелкообломочная связующая масса по составу аналогична крупным обломкам. В цементе присутствуют ювенильный пирокластический материал — стекла, выброшенные в пластичном состоянии. В виде примеси встречаются редкие обломки песчаников, алевролитов, известняков с фауной среднего ордовика. Н. М. Фрид [26] считает, что накопление отложений происходило в морском бассейне путем быстрого размыва вулканических построек и сползания пирокластических масс и купольных брекчий к подножию вулканов. Нетрудно видеть удивительную близость состава, характера строения и условий накопления грубообломочной толщи Предчингизья, описанной в [26], и подводных вулканоколлювиальных отложений Урала. По существу, это генетически единый тип отложений, в котором силами гравитации в подводной обстановке мобилизованы и переотложены обломки вулканических пород — породы тел жерловой и субвулканической фаций, фрагменты подушечных лав, купольных брекчий, агломератовой мантии куполов, эпимагматических пород (эпидозиты).

В свете сказанного требует пересмотра геологическая природа тел вулканогенно-обломочных пород, описываемых на Урале как проявление наземных грязекаменных потоков — лахар. Первыми из таких образований на Урале стали атачиты, идентифицированные Г. Ф. Червяковским и А. В. Говоровой [29, с. 30] как лахары. «...описываемая порода, — отмечают эти авторы, — имеет черты, сближающие ее с туфами смешанного состава и с осадочными образованиями. Типичными чертами, позволяющими правильно подойти к пониманию ее природы, мы считаем участие в ее составе исключительно вулканических пород, аналогичных породам магнитогорского рудного поля, переотложенный характер материала, пластообразную форму залегания, отсутствие слоистости и сортировки материала по крупности, резко различную степень окатанности рядом расположенных обломков и выветрелость отдельных из них. Особенно типичен характер поверхности окатанных обломков, отличающих их от галек и от обломков „сухих“ агломератовых потоков и тем более от вулканических бомб и лапиллей». Это описание подтверждает правильность отнесения атачитов к отложениям грязекаменных потоков. Возражение вызывает приписанное им наземное происхождение. Залегание атачитов в разрезе морской вулканогенно-осадочной толщи [25], содержащиеся в них глыбы нормально-осадочных кремнистых, кремнисто-глинистых пород позволяют считать, что отложенные атачитов из гря-

зекаменного потока произошло не в наземных, а в подводных условиях. По-видимому, и содержащиеся в них обломки вулканитов принадлежат подводным эффузивам. В таком случае ачаиты тоже можно рассматривать как пример раннекаменноугольных подводноколлювиальных отложений. В более ярком выражении подводные вулканоколлювиальные брекчии хорошо обнаружены в руслах рек Кабанка и Увелька. Возраст их также датирован ранним карбоном.

Аналогичные выводы можно сделать и о раннесилурийских вулканогенно-обломочных отложениях Среднего Урала, также относимых к наземным лахарам [8]. Преобладание в них однородного несортированного и неокатанного вулканического материала, среди которого отмечены породы субвулканических и жерловых тел, излившихся лав, эпидозитов, пропилов; примесь более обработанных чужеродных обломков, в том числе морских осадочных пород (кремни, известняки); пересечение их синхронными субвулканическими дайками и перекрытие горизонтами лав и туфов, аналогичными подстилающим образованиям; резко угловатый характер мелкообломочного цемента — все это признаки строения и состава подводных вулканоколлювиальных отложений.

СООТНОШЕНИЕ С ДРУГИМИ ГЕНЕТИЧЕСКИМИ ТИПАМИ

Выше указывалось, что грубообломочные породы, имеющие вулканоколлювиальное происхождение, наиболее часто описываются как туфы или туфобрекчии. Такая диагностика, как правило, основывается на вулканическом составе большинства обломков и их остроугольной форме. Этот критерий определения пирокластичности отложений был критически разобран в [15, 31]. «Совершенно очевидно, что сам по себе состав породы из вулканических обломков не говорит о том, что ее следует причислять к вулканическим образованиям» [15, с. 177]. И. В. Луницкий полагает, что остроугольная форма обломков, по-видимому, может указывать на их вулканическую (пирогенную) природу, «но этот признак является косвенным, так как при физическом выветривании древних вулканических пород и незначительном их переносе могут наблюдаться такие же формы обломков». Еще более определенно высказалась Е. Б. Яковлева: «Необходимым признаком пирокластической породы должно являться наличие в цементе значительного количества пирокластического материала, главным образом пеплового. Отнесение же образований к пирокластическим лишь по преобладанию среди них вулканогенных, пусть даже остроугольных, обломков является явно ошибочным» [31, с. 93]. Материал по Уралу подтверждает справедливость этого мнения: в туфах цементирующая масса представлена пепловой пирокластикой (см. фиг. 5, в), а в описываемых вулканоколлювиальных отложениях она имеет резко подчиненное значение. Исходя из такого принципа определения взрывной природы обломочной части вулканических пород, следует признать, что большинство подводных «туфобрекчии и туфов» Урала к взрывной фации не принадлежит. Э. Х. Мадатов [18] также рассматривал туфобрекчии в составе туфогенно-осадочных отложений.

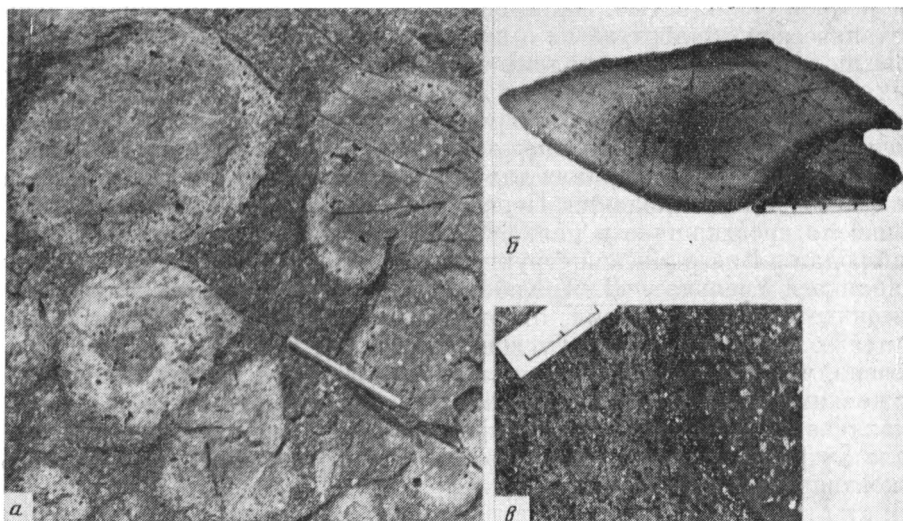
Сторонники пирокластической природы описываемых образований полагают, что остроугольные обломки разнофациальных вулканитов и осадочных пород попадают в «туфы» при вулканических взрывах, разрушавших стенки и чехол вулканических построек. В качестве доказательства возможности этого процесса приводят катастрофическое извержение вулкана Безымянного в 1956 г., при котором была превращена в пепел значительная часть конуса вулкана. Однако, как отмечает К. К. Зеленов, если бы извержение происходило в подводных условиях, то даже при его грандиозной силе «активное перемещение продуктов дробления вряд ли превысило бы несколько десятков метров» [7, с. 21]. Учитывая возможность рассматриваемого механизма, следует отметить эпизодичность и крайнюю редкость явлений, подобных взрыву Безымянного, тогда как описываемые брекчии только в пределах Урала слагают

многочисленные участки и имеют значительную мощность! Такая взрывная деятельность с разрушением стенок построек характерна преимущественно для наземного вулканизма кислого и среднего состава, тогда как большинство вулканических брекчий, упоминаемых в настоящей работе, имеет подводное происхождение и базальтовый состав. Вероятно, именно относительно спокойный характер проявления подводного основного вулканизма способствует хорошей сохранности построек древних базальтовых вулканов. Многие вулканические постройки на дне Тихого океана [16, с. 97] имеют коническую форму, которая сохраняется иногда с раннего мела, т. е. более 100 млн. лет. Большинство таких вулканов являются базальтовыми. Наконец, предлагаемым способом невозможно объяснить наблюдаемое изменение состава вулканогенных брекчий в конкретных разрезах, когда в одних слоях преобладают глыбы и фрагменты подушечных лав, в других — обломки базальтов, фрагменты пород из тел субвулканической фации, в третьих — андезитов, в четвертых — существенную примесь слагают обломки известняков, кремний и т. п. [9—11]. Невероятной представляется ситуация, когда в процессе катастрофических многократных взрывов вулканической постройки сначала извергалась только та часть ее, которая сложена, например, подушечными лавами, при последующих взрывах — часть постройки, содержащей андезиты, потом вверх взмывали обломки рифогенных известняков и т. д. Следует также учитывать, что при катастрофической эксплозивной деятельности образующийся вулканический материал должен был занимать большие площади и при его выпадении сначала в воздушной, а затем в водной среде следует ожидать четкой сортировки вещества по размерности. Кроме того, трудно объяснить хаотическую смесь грубообломочного и тонкого материала, которая имеет место в описываемых брекчиях Урала. Все приведенные данные свидетельствуют о локальном линзовидном характере распределения толщ брекчий, о совместном присутствии разнообломочных фракций вулканитов, что противоречит предположению об их эксплозивной природе. В исследуемых нами отложениях существенная доля обломков принадлежит субвулканитам разного состава (эйфельские брекчии Чанчара и Медеса), вместе с которыми встречаются глыбки интрузивных и гидротермальноизмененных пород. Такой состав обломочной части породы не характерен для туфов [4, с. 19].

Вулканоколлювиальные отложения от сходных с ними по размерности крупнообломочных туфов отличаются небольшим количеством ювального пирокластического материала (вулканических бомб), глинисто-карбонатным осадочным цементом, наличием в нем сингенетичных остатков фауны, присутствием переотложенных обломков уже литифицированных туфов разной зернистости и состава, фрагментов сферондов из подушечных лав и осколков вулканических бомб, нередко обильных обломков пород субвулканической и жерловой фаций, лавовых брекчий и, что особенно показательно, обломков постмагматических пород-эпидозитов, которые не образуются непосредственно в период вулканической деятельности, наконец, обломков осадочных пород, слагающих в этой толще и поблизости самостоятельные пласты. Этот комплекс признаков показывает, что вулканогенно-осадочные отложения девонского возраста Тагильского прогиба Урала (вулканогенная моласса) не являются пирокластическими (туфами) в собственном смысле этого слова [30]. Уместно рассмотреть внутреннее строение вулканических бомб из настоящих туфов подводного происхождения, поскольку нередко любые крупные обломки эффузивов в вулканогенно-обломочной породе принимаются без достаточных к тому оснований за бомбы.

По литературным данным [6] и нашим наблюдениям, вулканические бомбы, слагающие пласты туфов в заведомо морских ордовикских, силурийских, девонских и каменноугольных отложениях Урала, повсюду имеют зональное строение, изометричную или эллипсоидальную форму (фиг. 5, а, б) с обязательным присутствием тонкой закаленной корки по периферии бомбы (фиг. 5, б). Последним они принципиально отличают-

ся от вулканических бомб наземного происхождения, которые нам приходилось видеть на Курилах и Камчатке и которые многократно описаны в учебной литературе. Такое зональное строение и закаленную корочку по периферии имеют не только вулканические бомбы [3], но и мелкие лапилли подводного происхождения. В сочетании с плотным, зачастую пепловым цементом (фиг. 5, в) это позволяет отличать продукты подводных взрывных выбросов от угловатых глыб другого происхождения, которые обычно и принимаются за бомбы в так называемых туфобрекчиях и конглобрекциях. Как уже указывалось, обломки вулканических и



Фиг. 5. Форма и строение подводных вулканических бомб

а — изометричные очертания бомб и зональное распределение в них миндалин; порфировые базальты позднего силура — раннего девона; р. Багаряк у дер. Зотино, Средний Урал; *б* — плотная темная зона закалки по периферии сплюсненной бомбы афирового базальта раннего ордовика; видно зональное распределение мелких миндалин; р. Эбита, Сакмарская зона; *в* — миндалекаменная бомба андезито-базальта раннего девона (справа) в пепловом цементе туфа (слева); отчетливая мелкоминдалекаменная кайма по периферии бомбы; р. Орь, Северные Мугуджары

осадочных пород в вулканоколлювиальных брекчиях не несут на себе следов дальней транспортировки. Источники обломочного материала были местными. Для такого случая приведенное замечание И. В. Луцицкого [15, с. 177] о происхождении угловатой формы обломков вулканитов выглядит правдоподобным. Облик и особенности строения, аналогичные уральским, имеют туфы основного и среднего состава из морских отложений ордовика Чингизского антиклинория в Казахстане [17, с. 65 и 97], где мелкообломочный материал туфов обладает резкоугловатыми очертаниями, а крупнообломочный — изометричными и округлыми. Последние представляют собой вулканические бомбы размером от 20—30 см до 1—2 м в поперечнике. В них хорошо проявлено концентрическое строение, корочка закаливания, миндалекаменная текстура. Широкое распространение подводных вулканоколлювиальных отложений, обычно принимаемых за грубые туфы, дает теперь основание утверждать, что роль взрывной вулканической деятельности в палеозойской эвгеосинклинали Урала многими исследователями до сих пор чрезвычайно завышается.

Олистостромы, специфической разновидностью которых являются породы вулканоколлювиального происхождения, связаны постепенными переходами с отложениями грязевых потоков, песчаных лавин, оползнями и экзотическими скалами [36]. Слабая цементация обломочного материала в вулканоколлювиальных отложениях в момент образования может привести при последующих сейсмических толчках к возникновению

подводных грязекаменных потоков, которые на различном удалении от мест подводных оползней и обвалов образуют ритмично-слоистые толщи тефротурбидитов. Очевидно, только такой способ подачи обломочного материала и специфика его состава могли привести к появлению турбидных отложений нижнего карбона Восточно-Уральской зоны, сложенных почти исключительно обломками вулканитов разной фациальной принадлежности, образующих в области сноса синхронные эффузивные комплексы. Такие примеры демонстрируют разрезы по рекам Кабанка и Увелька. Образовавшиеся таким способом тефротурбидитные накопления будут отличаться от вулканоколлювиальных четко проявленной градиционной слоистостью, сортировкой обломков по размерности, лучшей механической обработкой их и широким распространением. Таким образом, подводные вулканоколлювиальные и тефротурбидитные отложения — это генетически родственные образования, разница между которыми заключается в иных механизме и среде подачи вулканического обломочного материала. Вулканоколлювиальные отложения могут явиться также источником материала для вулканотерригенных пород и находиться с ними в переслаивании. Переход крупноглыбовых обвальных накоплений по простиранию в мелкообломочные вулканотерригенные породы наблюдал в Биягодинской структуре В. А. Маслов [21], а в бассейне рек Кабанка и Увелька — Л. Я. Кабанова. Их переслаивание с вулканотерригенными образованиями, отложившимися в результате деятельности мутевых потоков в морских условиях, описала Л. Н. Котова [13]. Ею отмечено, что «пространственная связь отложений мутевых потоков с отложениями береговых обвалов не случайна. Скорее всего именно они, скапливаясь в больших количествах у крутых берегов суши, давали начало мутевым течениям, выносившим обломочный материал по шельфу к континентальному склону».

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА НАКОПЛЕНИЯ

Вулканоколлювиальные отложения в первую очередь свидетельствуют о наступлении особых сеймотектонических условий, в которых протекала остававшаяся подводной вулканической деятельность. Это условия частых землетрясений и подводно-оползневых явлений. Нам представляется, что такая обстановка имеет место на подводных окраинах островных дуг, подводных склонах островных вулканов в морях и океанах. Предложено [1, 19] даже выделить в группе фаций островных дуг особую фацию сеймотектонических обвалов. Разница между приведенными нами примерами и данными по Камчатке заключается в том, что вулканический материал фации сеймотектонических обвалов Камчатки имеет наземное происхождение, а в наших случаях — подводное. На Урале и Камчатке седиментация этого обломочного материала в виде коллювиальных (обвально-осыпных) отложений совершалась в мелководной морской обстановке. По описанию обнажения на о. Карагинском [1, с. 67] особенности строения образующихся при этом брекчий однотипны с уральскими.

Г. Ф. Червяковский [30] отметил, что накопление вулканогенно-обломочных толщ характерно для переходного этапа между собственно геосинклинальной и орогенной стадиями. Наши данные также свидетельствуют о том, что образованием мощных толщ вулканогенно-осадочных, в том числе вулканоколлювиальных, отложений завершаются циклы вулканической деятельности в Сакмарской и Западно-Мугоджарской зонах Урала [9, 11], а по наблюдениям Л. Я. Кабановой — и в Восточно-Уральской. Магмы в этот период стабилизации дают вулканический материал порфировой структуры, нередко с повышенными содержаниями K_2O и пониженным количеством титана. В упоминавшемся районе Предчингизья грубые вулканогенные брекчии, отождествляемые нами с подводным коллювием, возникли, по мнению Н. М. Фрид [26], не на окраинах области активного вулканизма, а в ее внутренних частях, вокруг вулканических построек центрального типа. Именно последнее роднит

породы Предчингизья с аналогичными толщами Урала, которые накапливались хотя и в иной структурной обстановке (островные дуги), но столь же тесно связаны с центральным подводным вулканизмом. Следовательно, подводным вулканоколлювиальным образованиям принадлежит важная роль в строении древних вулканогенно-обломочных геосинклинальных комплексов Урала и Казахстана. Их диагностика дает возможность более верно оценить тип вулканической деятельности, обстановку, в которой она протекала, установить окраины областей центрального вулканизма.

Если толщи тефротурбидитов можно рассматривать как отдаленные подводные фации островодужного вулканизма, то подводный вулканоколлювий может служить примером автохтонных фаций. Он является принадлежностью склонов островных вулканов и их подножий. Примеры из палеозойских толщ Урала и Казахстана [9—11] подтверждают, что подводный вулканоколлювий особенно часто возникает на завершающих стадиях вулканизма в складчатых системах. Поэтому для него столь характерен базальтовый, андезито-базальтовый, андезитовый, трахитовый состав обломков с повышенной ролью щелочей (калия), их отчетливый порфировый облик. Именно такой состав вулканитов обычен и для современных дуг океанических окраин — Курило-Камчатской, Марианской и др. На примерах островов Сент-Томас и Сент-Джон в Антильской дуге показано [32], что на спилит-кератофировом основании несогласно залегает формация, состоящая из потоков порфировых андезито-базальтов, разделенных иногда конгломератами и отложениями подводных оползней. Обломочный материал оползневых брекчий представлен резкоугловатыми обломками порфировых андезито-базальтов, аналогичных по составу тем, что слагают в этой толще потоки лав. Нетрудно видеть, что описанные оползневые брекчии близки к вулканоколлювиальным. Автор описания [32] сделал предположение, что они отлагались на склоне приподнятого вулканического подводного центра. По всем признакам к подводному вулканоколлювию необходимо отнести и значительную часть вулканогенно-осадочных пород, которые включаются в состав так называемой вулканогенной молассы [23, 30]. Образованием последней на Урале и в Тихоокеанском поясе сопровождается формирование древних островных дуг. Таким образом, толщи вулканоколлювиальных пород — неотъемлемая часть современного островодужного комплекса отложений. Выделение их в областях древнего геосинклинального вулканизма поможет установить островодужные стадии в их развитии.

Литература

1. Авдейко Г. П., Ванде-Кирков Ю. В., Дмитренко Н. К., Малеев Е. Ф. и др. Вулканогенно-кремнистые формации Камчатки. Новосибирск: Наука, 1974, 116 с.
2. Ботвинкина Л. Н. Генетические типы отложений областей активного вулканизма. М.: Наука, 1974, 318 с.
3. Власов Г. М., Борисов О. Г., Петраченко Е. Д., Попкова М. И. Молодые геосинклинали Тихоокеанского пояса, их вулканогенные и рудные формации. М.: Наука, 1978, 178 с.
4. Дзоецидзе Г. С., Хворова И. В. Основные принципы разработки рациональной систематики и номенклатуры вулканогенных обломочных пород. — В кн.: Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. Тбилиси: Изд-во ЦК КП Грузии, 1970, с. 7—22.
5. Дианова Т. В. О некоторых фациях раннекаменноугольных вулканитов Восточной зоны. — В кн.: Палеовулканизм Урала. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1975, с. 99—107.
6. Дианова Т. В., Коротеев В. А. О вулканических бомбах в среднепалеозойских отложениях Урала. — В кн.: Вулканогенно-осадочный литогенез. Южно-Сахалинск, 1974, с. 78—79.
7. Зеленов К. К. Подводный вулканизм и его геологическое значение. — В кн.: Вулканизм и геохимия его продуктов. М.: Наука, 1967, с. 19—26.
8. Каретин Ю. С. Фации кислого и андезито-дацитового вулканизма нижнего силура Северного и Среднего Урала. — В кн.: Палеовулканизм Урала. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1975, с. 117—136.
9. Кориневский В. Г., Бурменский А. П. К стратиграфии вулканогенно-осадочных толщ живетского яруса Западных Мугоджар. — В кн.: Вулканогенные формации Казахстана. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1967, с. 26—37.

10. Кориневский В. Г. Природа некоторых грубообломочных толщ девона Южного Урала и Мугоджар, их роль в палеоконструкциях.— В кн.: Палеовулканизм и оруденение. Свердловск — Миасс: Изд-во УНЦ АН СССР, 1974, с. 102—110.
11. Кориневский В. Г. Новые данные по стратиграфии вулканогенного девона на юге западного склона Урала.— В кн.: Вулканизм Южного Урала. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1974, с. 111—119.
12. Кориневский В. Г. Вулканотерригенные породы палеозоя Южного Урала.— Тез. IV Всесоюз. палеовулканолог. симпозиума. Хабаровск, 1979, с. 209—212.
13. Котова Л. Н. Девонская вулканогенно-обломочная формация хребта Тарбагатай. М.: Наука, 1972, 163 с.
14. Краевая Т. С. Генетические типы грубообломочных отложений стратовулканов. М.: Наука, 1977, 126 с.
15. Луцицкий И. В. Некоторые вопросы палеовулканологической терминологии, диагностики и систематики вулканокластических (пирокластических) пород.— В кн.: Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. Тбилиси: Изд-во ЦК КП Грузии, 1970, с. 178—182.
16. Луцицкий И. В. Основы палеовулканологии. Т. 2. Древние вулканы. М.: Наука, 1971. 383 с.
17. Лялин Ю. И., Миллер Е. Е., Никитина Л. Г. Вулканогенные формации Чингизского геосинклинария. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1964, 167 с.
18. Мадатов Э. Х. Пирокластические горные породы. Баку: Азернешр, 1962. 248 с.
19. Малеев Е. Ф. Значение актуалистического метода для изучения вулканогенного литогенеза.— Бюл. вулканол. станций, 1974, № 50, с. 81—91.
20. Малеев Е. Ф. Вулканогенные обломочные горные породы. М.: Недра, 1977. 215 с.
21. Маслов В. А. Девон восточного склона Южного Урала. М.: Наука, 1980. 224 с.
22. Пискунов Б. Н. Генетические типы подводных вулканических образований Большой Курильской гряды.— Изв. Сахалин. отд. геогр. о-ва СССР, Южно-Сахалинск, 1971, вып. 2, с. 129—146.
23. Ротман В. К. Вулканогенно-молассовые формации.— Тр. Лабор. палеовулканологии. Алма-Ата, 1963, вып. 1, с. 44—56.
24. Руженцев С. В., Хворова И. В. Среднепалеозойские олистостромы в Сакмарской зоне Южного Урала.— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 6, с. 21—32.
25. Смирнов Г. А., Смирнова Т. А., Ключина М. Л. Верхнефранская олистострома на восточном склоне Южного Урала.— В кн.: Ежегодник Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР 1970 г. Свердловск, 1971, с. 189—191.
26. Фрид Н. М. Вулканогенная формация ордовика юго-западного Предчирчингизья и условия ее формирования.— В кн.: Информационный сборник научно-исследоват. работ Института геол. наук АН КазССР за 1974 г. Алма-Ата: Наука, 1975, с. 31—36.
27. Хворова И. В., Ильинская М. Н. Некоторые вопросы формирования туфовых накоплений ирендыкской свиты.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 11, с. 78—87.
28. Хворова И. В., Вознесенская Т. А., Золотарев Б. П., Ильинская М. Н., Руженцев С. В. Формации Сакмарского аллохтона (Южный Урал). М.: Наука, 1978. 232 с.
29. Червяковский Г. Ф., Коротеев В. А. К картированию вулканогенных образований Урала.— В кн.: Палеовулканизм Урала. Свердловск: Изд-во Урал. фил. АН СССР, 1968, с. 5—64.
30. Червяковский Г. Ф. Среднепалеозойский вулканизм восточного склона Урала. М.: Наука, 1972. 258 с.
31. Яковлева Е. Б. Методика изучения вулканогенных толщ палеозоя.— Сов. геология, 1957, сб. 61, с. 11—14.
32. Ballard R. D., Moore J. G. Photographic atlas of the Mid-Atlantic ridge rift valley. New York, Heidelberg, Berlin. Springer Verlag, 1977, 114 p.
33. Donnelly T. W. Deep-water, shallow-water and subaerial islandarc volcanism: an example from the Virgin islands.— In: Studies in Earth and space science. 1972, 21 p.
34. Elter P., Ragi G. Contributo alla conoscenza dell'Appennino ligure.— Boll. Soc. Geol. Ital., 1965, v. 84(3), p. 303—322.
35. Furnes H., Fridleifsson J. B. Pillow block breccia — occurrences and mode of formation.— Neues Jahrbuch Geol. und Paläontol. Stuttgart, 1979, № 3, S. 147—154.
36. Hoedemacker Ph. I. Olistostromes and other delapsional deposits, and their occurrence in the region of Moratalla (Prov. of Murcia, Spain).— Scripta geologica, Leiden, 1973, v. 19. 207 p.

УДК 551.31/35 : 551.73/76 (571.56)

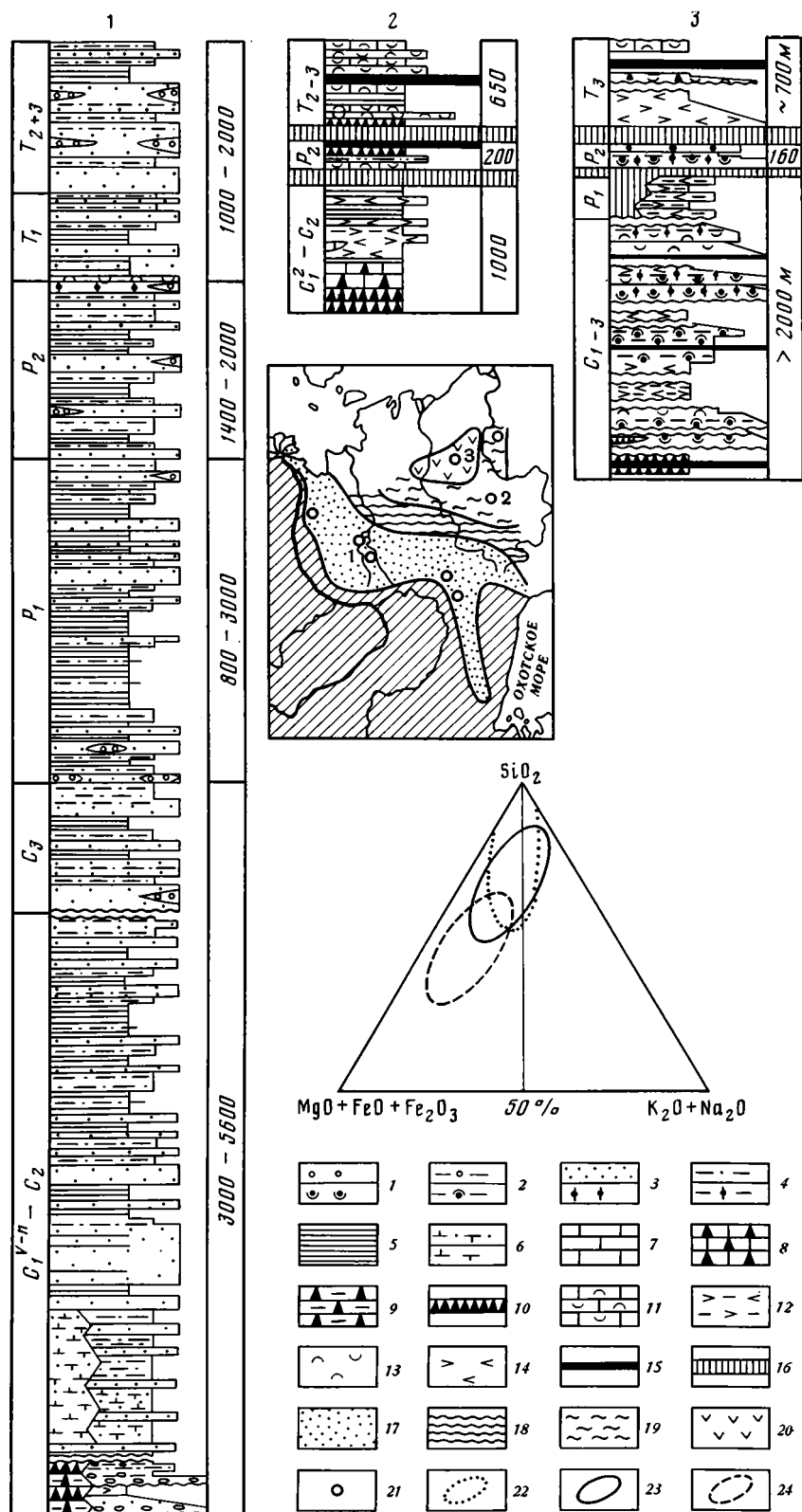
**ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМАЦИОННЫХ
КОМПЛЕКСОВ ПОЗДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ — РАННЕГО МЕЗОЗОЯ
ВЕРХОЯНО-ЧУКОТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ**

БУЛГАКОВА М. Д.

В составе позднепалеозойских — раннемезозойских отложений в западной части Верхояно-Чукотской складчатой области выделяются три формационных комплекса, сменяющих друг друга по латерали (с запада на восток): верхоянский терригенный (с глинисто-алеврито-песчаной и глинистой градациями), колымский туфово-кремнисто-карбонатный и алазейский вулканогенно-обломочный. Сравнительный анализ вещественного состава, строения, условий формирования этих комплексов свидетельствует о существенных различиях в развитии восточной и западной окраин геосинклинального палеобассейна, разделенных Яно-Индигирским некомпенсированным прогибом.

За 20 лет, прошедших после появления первых обобщающих работ по литологии верхнепалеозойских и мезозойских отложений Западного Верхоянья и Вилюйской синеклизы [14, 15], детальными литологическими исследованиями были охвачены многие новые районы западной части мезозойской Верхояно-Чукотской складчатой области (Хараулахский и Орулганский антиклинории, Сартангский мегасинклинорий, Алазейское поднятие, северная часть Сетте-Дабанского, Момского и Приколымского горст-антиклинориев). Сравнительный анализ новых литологических данных позволил выделить в составе верхнепалеозойских и мезозойских отложений кроме ранее известного верхоянского ($C_1—J_{2-3}$) еще два близко синхронных ему литолого-формационных комплекса — алазейский и колымский (фиг. 1). Формирование всех трех комплексов в едином геосинклинальном бассейне определило сходство ряда их существенных признаков: 1) регрессивный тип строения; 2) близкую синхронность границ комплексов и отдельных их структурно-вещественных ярусов; 3) единые региональные уровни развития кремнистых пород (визейский ярус), базальтоидного вулканизма (граница перми и триаса), максимального распространения континентальных и мелководных фаций (верхняя пермь, средний — верхний триас). Вместе с тем каждый из комплексов отличается исключительным своеобразием вещественного состава, строения, породных парагенезов. В настоящей статье рассматриваются литологические особенности комплексов в объеме от визейского яруса нижнего карбона до верхнего триаса включительно, что соответствует двум структурно-вещественным ярусам ($C_1—P_2$; T) главного геосинклинального (верхоянского) комплекса мезозой [17].

Алазейский вулканогенно-обломочный комплекс вскрывается в центральной части Алазейского поднятия (см. фиг. 1) и представляет собой сложное чередование зеленоцветных туфов, тефроидов, вулканотерригенных пород с подчиненным содержанием эффузивных и осадочных пород. Последние составляют не более 5% и включают яшмы, фтанитовиды и органогенно-детритовые известняки. Полностью отсутствуют аллохтонные кварцсодержащие терригенные породы. Разрезы комплекса прерывистые; стратиграфические несогласия имеют как местный, так и региональный характер [20, 21]. Мощности доюрской части комплекса 2—4 км. Эффузивные породы, представленные натровыми трахибазальтами, встречаются в виде разрозненных пластовых тел мощностью 2—6 м в разрезах нижнего, среднего — верхнего карбона и верхнего триаса. Преобладающая окраска пород темно-зеленая до черного, только в



Фиг. 1. Обобщенные разрезы формационных комплексов (1 — верхоянского, 2 — колымского, 3 — алазейского). Терригенные (а) и вулканотерригенные (б) обломочные породы: 1 — конгломераты, гравелиты; 2 — диамиктиты, микститы; 3 — песчаники; 4 — алевролиты; 5 — аргиллиты; 6 — известковистые алевролиты (а) и аргиллиты (б);

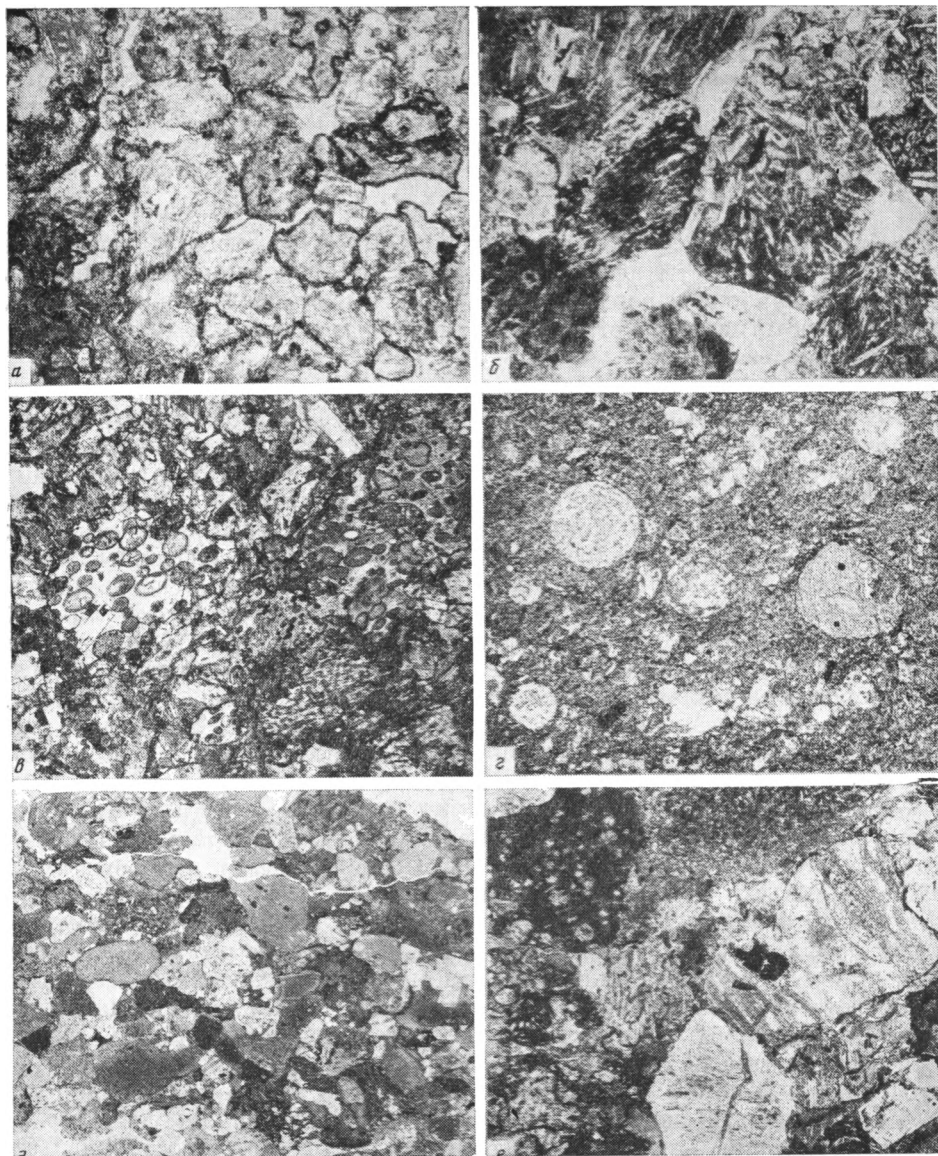
7 — известняки; 8 — кремнистые известняки, известковистые фтаниты; 9 — кремнистые аргиллиты, глинистые фтаниты; 10 — фтаниты; туффиты; 11 — известковистые, 12 — глинистые; туфы: 13 — основные, 14 — средние; 15 — лавы базальтоидов; 16 — стратиграфические перерывы; верхоянский комплекс; 17 — глинисто-алеврито-песчаная грация, 18 — глинистая; 19 — колымский комплекс; 20 — алазейский комплекс; 21 — положение опорных разрезов, изученных автором (1, 2, 3 — соответственно верхоянский, колымский и алазейский комплексы); соотношение основных компонентов в главных типах пород формационных комплексов: 22 — колымского, 23 — верхоянского, 24 — алазейского

основании комплекса отмечены красноцветные разности. В нижней части разреза базальты афировые, плотные, слабобаскристаллизованные; в среднем карбоне и верхнем триасе они имеют порфиоровую, гломеропорфиоровую структуру; структура основной массы микродиабазовая и спилитовая.

Вулканокластические породы представлены всеми гранулометрическими типами от агломератов до пепловых туфов. Локализуются они в среднем — верхнем карбоне и верхнем (?) триасе, где преимущественно ими сложены пачки ритмично наслоенных пород мощностью 160—350 м. Отдельные прослои мелко- и тонкообломочных туфов и тефроидов мощностью от десятков сантиметров до 10—20 м отмечены по всему изученному разрезу, за исключением верхней перми. Туфы и тефроиды алазейского комплекса — породы бескварцевые (фиг. 2, а—в). Основными компонентами псефитового и псаммитового материала являются литокласты плотных и амигдалоидных гналобазальтов (см. фиг. 2, а), хлоритизированного пористого сидеромеланового стекла (см. фиг. 2, в), гломеропорфировых плагиобазальтов. Кристаллокластическая фракция составляет очень незначительную долю и представлена альбитизированными плагиоклазами, спорадически пироксенами. Цементируется обломочный материал хлоритом, содержание цемента в порах очень низкое.

Для алазейского комплекса характерны пепловые витрокластические туфы, состоящие из тонкой цеолитизированной витрокластики и редких кристаллов плагиоклаза и пироксенов. С появлением в пепловых туфах радиолярий (что наблюдается довольно часто) эти породы переходят в тонкозернистые кремнистые туффиты (фиг. 2, г). По химическому составу псефитовые и псаммитовые туфы и тефроиды алазейского комплекса большей частью близки к ассоциирующим с ними лавам (фиг. 3) и соответствуют нормальным и субщелочным базальтам и андезито-базальтам. Мелкообломочные разности этих пород имеют более кислый андезито-дацитовый состав. Вулканотерригенные породы, широко распространенные по всему разрезу, отличаются от туфов и тефроидов лучшей сортировкой и окатанностью обломочного материала (фиг. 2, д, е), более разнородным петрографическим составом, почти постоянным содержанием растительных и фаунистических остатков. Как и в вулканокластических породах, большая роль здесь принадлежит гравийным и псаммитовым разностям. По составу обломочного материала они соответствуют кислым и основным грауваккам, часто встречаются породы смешанного состава. Состав обломочного материала в основных граувакках аналогичен описанным выше туфам и тефроидам. Вулканотерригенный материал кислого состава — липариты с флюидалной и сферолитовой структурой основной массы (см. фиг. 2, е), перлиты, широко-таблитчатые пелитизированные калишпаты, сплавленный кварц — появляется с низов среднего карбона. Устанавливается полная идентичность петрографического состава кислых граувакк и их тесная пространственная связь с липаритами докаменноугольного возраста, широко развитыми на Алазейском поднятии.

Характерная особенность алазейского комплекса — широкое развитие градационной слоистости, обуславливающее ритмичное строение целых толщ или отдельных пачек. Ритмичность одинаково отчетливо выражена в туфогенных и вулканотерригенных породах. Базальные слои ритмов, как правило, сложены грубообломочными породами (туфобрекчиями, тефроидами, граувакковыми псефитами). Мощность элементарных ритмов колеблется от 2 до 12 м. На отдельных интервалах разреза



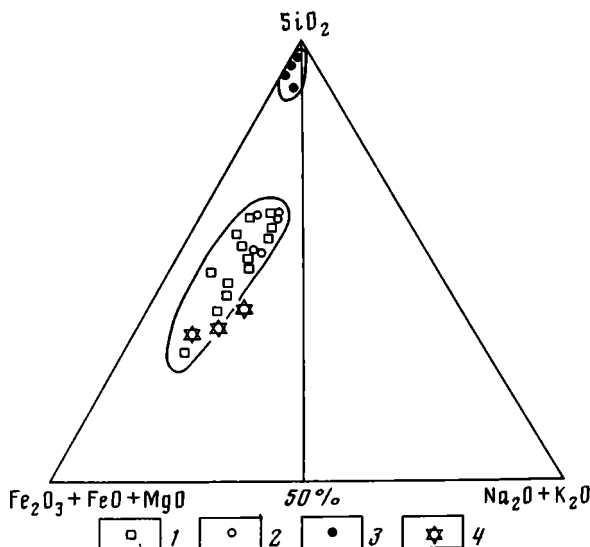
Фиг. 2. Характерные породы алазейского комплекса

а — псаммитовый литокластический туф базальтового состава, поровые промежутки выполнены слабополяризующим палагонитоподобным минералом, переходящим в хлорит, средний — верхний карбон, р. Седедема, ник. ||, увел. 70; *б* — тифрогенный песчаник, средний карбон, р. Аччагый-Кудерай, ник. ||, увел. 70; *в* — псаммитовый шлаковый туф трахибазальта, верхний триас, р. Кыллах, ник. ||, увел. 50; *г* — кремнистый туфит с радиолариями, справа — псаммитовое зерно хлоритизированного вулканического стекла, средний — верхний карбон, р. Седедема, ник. ||, увел. 70; *д* — вулканотерригенный (граувакковый) песчаник смешанного состава с низким содержанием цемента, средний карбон, р. Аччагый-Кудерай; *е* — фрагмент фиг. 2, *д* (в рамке), обломки липаритов с флюидальной структурой, окатанные фрагменты шлаков и лав андезитобазальтов, ник. ||, увел. 50

появляются горизонты с оползневыми текстурами. Органические остатки распределены по разрезу неравномерно. Наряду с известковистой макро- и микрофауной по всему разрезу присутствуют, иногда в значительном количестве, радиоларии. Однако породообразующее значение последние имеют только в единичных маломощных (4—6 м) пластах яшм, залегающих в основании алазейского комплекса. Повсеместно отмечается мелкий растительный детрит, а в вулканотерригенных породах среднего карбона и верхней перми в большом количестве присутствуют

крупные обломки углефицированной древесины (длиной до 0,3 м, в поперечнике до 5—10 см).

Осадочно-вулканогенные образования неясной формационной принадлежности, но близкие по составу алазейскому комплексу, известны и за пределами Алазейского поднятия. Так, базальты, вулканокластические и вулканогенные породы основного состава в ассоциации с известняками слагают отложения верхнего турне, среднего — верхнего карбона и нижней перми в южной части Приколымского поднятия [18]; лавы базальтоидов среди терригенно-карбонатных отложений верхнего карбона отмечены в Полоусном антиклинории [9]. Все эти данные в целом свидетельствуют о широком площадном распространении вулканогенных образований на территории Индигиро-Колымской геосинклинальной системы.



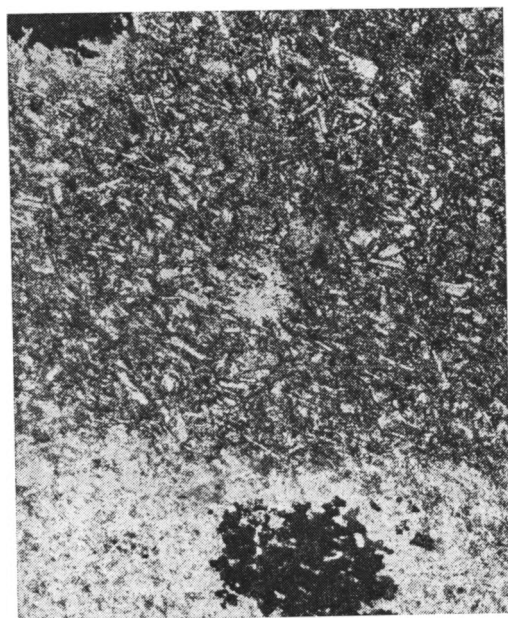
Фиг. 3. Диаграмма соотношения основных компонентов в породах алазейского комплекса

- 1 — псаммитовые туфы, тефроиды, вулканотерригенные песчаники;
2 — пепловые туфы, туфогенные аргиллиты; 3 — силициты (яшма, фтанитоиды); 4 — лавы базальтоидов

Колымский туфово-кремнисто-карбонатный комплекс развит в окраинных частях Колымского массива (Омулевское, Приколымское поднятия и др.). Мощность доюрских отложений 900—2000 м. Формационообразующее значение имеют исключительно тонкозернистые породы (известняки, кремнеизвестняки, фтаниты, спонголиты, тонкоотмученные аргиллиты и мелкообломочные, хорошо отсортированные алевритовые, пелитовые туфы, туффиты), с присущей им темно-серой окраской, повышенной кремнистостью, фосфатизацией и пиритизацией. На ограниченных участках на границе перми и триаса развиты пласты андезито-базальтов и базальтов с мелкой шаровой отдельностью. Мощность их 2—4 м, на р. Зырянке до 18 м. Вулканокластические и осадочно-вулканокластические породы максимально развиты в нижнем — среднем карбоне, особенно в Омулевском поднятии, где они почти нацело слагают магарскую (170—270 м) и агиджинскую (300 м) свиты. Вулканокластический материал хорошо отсортирован, преобладающие размеры — мелкий алеврит-пелит (фиг. 4), спорадически отмечаются алевропсаммитовые разности. В составе его преобладают кристаллы плагиоклаза и тонкие витрические фрагменты стекла, в алевропсаммитовых породах появляются литокласты андезито-базальтов с микролитовой и андезитовой структурой основной массы. По химическому составу туфы соответствуют группе трахиандезитов и трахидацитов. В ассоциации с лавами базальтоидов верхней перми — триаса развиты слои гиадокластитов мощностью до

8—10 м. В составе этих пород преобладают обломки черного непрозрачного мелкопузыристого вулканического стекла, забитого рудной лейкоксенизированной «пылью», более тонкая витрокластика в них полностью замещена цеолитами.

Осадочные породы, на долю которых приходится до 50% общей мощности разрезов, представлены исключительно органогенно-хемогенными разностями — силицитами, известняками и их переходными группами. Только на локальных участках в Омулевском поднятии (р. Булкут) в основании триасового разреза развиты достаточно мощные (до 30 м) прослои внутрiformационных конгломератов, сложенные продуктами

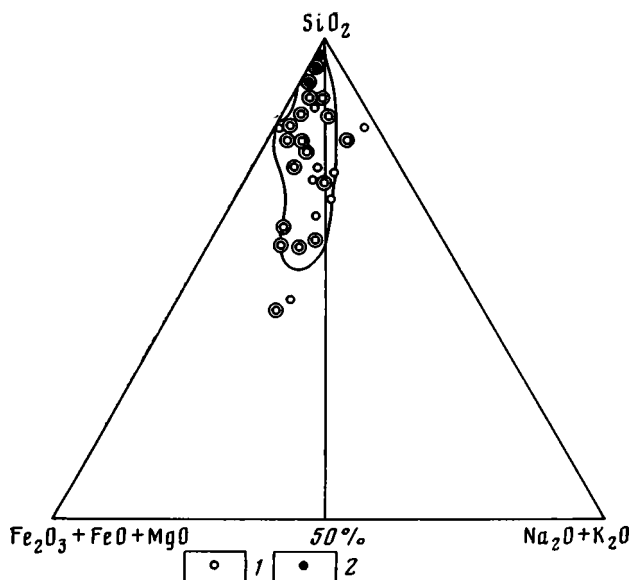


Фиг. 4. Мелкоалевритовый тонкослоистый туф Нижний (?) карбон, р. Колыма, ник. II, увел. 90, темное — лимонитизированные выделения железистых карбонатов

размыва подстилающих пород верхней перми (спонголитами, известняками и габброидами). Кремнистые породы в «чистом виде» присутствуют в разрезах нижнего карбона и верхней перми Омулевского поднятия, где они слагают тургойскую свиту (C_1v , 90—200 м) и верхние 50 м бочарской свиты (P_2). Это практически бескарбонатные высококремнистые (SiO_2 76—90%) породы (фтаниты, спонголиты), постоянно содержащие в разных количествах остатки радиолярий, спикеры кремневых губок [5]. Среди известняков наиболее типичны органогенно-детритовые (преимущественно полидетритовые) и микритовые кремнистые разности. Очень широко в разрезах колымского комплекса развиты тонкозернистые породы смешанного карбонатно-кремнисто-туффитового состава, особенно они характерны для Приколымского поднятия. В целом отложения колымского комплекса отличаются повышенным содержанием кремнистого вещества, что нашло свое отражение и на диаграмме химического состава (фиг. 5).

Строение разрезов колымского комплекса достаточно своеобразно. В Омулевском поднятии оно определяется чередованием контрастных по составу толщ и пачек мощностью 150—300 м, которые, как правило, выделяются здесь в самостоятельные свиты [16]. Восточные разрезы колымского комплекса, где преобладают мелко- и тонкозернистые туффи-ты, имеют однообразный монотонный облик, расчленение разрезов здесь возможно только по фаунистическим материалам. Внутренняя страти-

фикация осадочных пород также очень однообразна. Преобладает тонкая и мелкая горизонтальная слоистость, очень редко отмечается косо-волнистая слойчатость. Оползневые деформации, градационная слоистость наблюдаются главным образом среди вулканогенно-обломочных пород триаса. Разнообразно представлена в породах колымского комплекса стеногалинная морская фауна. Одной из наиболее распространенных групп являются радиолярии, которые в основании разреза (тургоякская свита) приобретают породообразующее значение. Характерная особенность комплекса, так же как и алазейского, — наличие длительных стратиграфических несогласий, которые, несмотря на большую длительность (верхний карбон, нижняя пермь, нижний? — средний триас),



Фиг. 5. Диаграмма соотношений основных компонентов в породах колымского комплекса
1 — алевроитовые и пелитовые туфы, туффиты, туфогенные аргиллиты; 2 — фтаниты. Двойные контуры — анализы объединенных проб

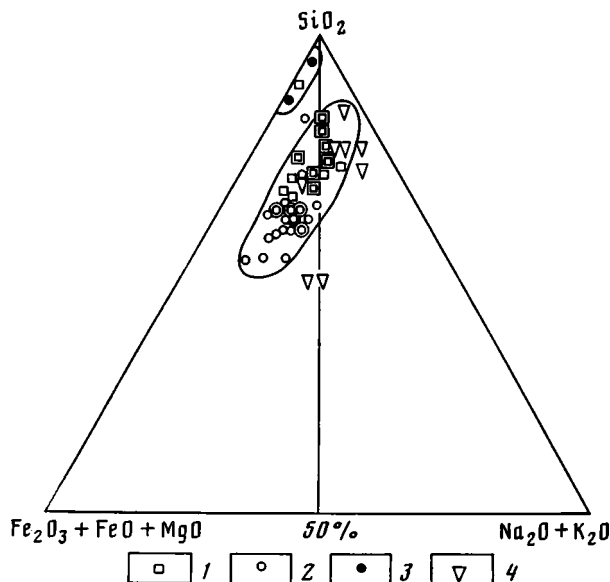
большей частью здесь имеют скрытый характер, проходят внутри очень сходных однообразных тонкозернистых пород и устанавливаются только по фаунистическим материалам [1]. Лишь на ограниченных участках (бассейн р. Булкут) контакты разновозрастных толщ имеют эрозионный характер и подчеркиваются прослоями внутриформационных конгломератов.

Верхоянский терригенный комплекс широкой полосой (до 200—500 км) окаймляет с востока Сибирскую платформу (см. фиг. 1), выполняющая главнейшие структуры Верхояно-Колымской складчатой системы. Выделяются две градации этого комплекса: западная (глинисто-алевритопесчаная) и восточная (глинистая). Особенно отчетливо эти градации обособляются для триасового структурно-вещественного яруса. Границы их распространения близки к границам Верхоянской и Яно-Колымской структурно-формационных зон, выделяемых для триасовых отложений решениями 2-го межведомственного стратиграфического совещания [19], а также А. С. Дагисом и др. [8]. Западная глинисто-алевритопесчаная градация, развитая в Верхоянской зоне, характеризуется большими (10—12 км) мощностями и практически непрерывными разрезами верхнепалеозойских (C_1 — P_2) и триасовых отложений. Ее отличают следующие особенности.

1. Существенно терригенный состав. Формациеобразующее значение принадлежит песчаникам, алевролитам и алевропелитам. Второстепенное значение имеют грубообломочные породы. К узким стратиграфиче-

ским интервалам приурочены кремнистые (C_1) и вулканокластические (C_1 , P_2 , T_1) образования. При этом в палеозое вулканокластика преимущественно аллохтонная и имеет кислый состав, в триасе она базальтовая и связана с внутривулкановым базальтоидным эффузивным вулканизмом [3, 4, 11]. Редкими, но специфическими образованиями являются прослои углей (C_1 , P_2), фосфаты (C , T), лептохлориты (T_3).

2. Кислый состав петрокластического материала. Обломки пород в полимиктовых песчаниках представлены кислыми эффузивами, кремнистыми сланцами, кварцитами, микропегматитами, гранитоидами (кварц-палевошпатовые сростки). Кроме того, в гравелитах и конгломератах в разных количествах присутствуют гальки лейкократовых субщелочных гранитоидов и граносиенитов. Содержание кварца в песчаниках и алевритах варьирует от 20 до 90% (фоновое значение 30—50%).



Фиг. 6. Диаграмма соотношений основных компонентов в породах верхоянского комплекса

1 — песчаники, алевриты; 2 — аргиллиты, алевропелиты; 3 — фтаниты, спонголиты; 4 — тонкие пелловые туфы. Для диаграммы использованы, кроме материалов автора, данные В. А. Амузинского [2], В. Ю. Ивенсена и А. В. Коробицына [11], двойные контуры — анализы объединенных проб

3. Изменение химического состава пород в ряду псаммит — пелит происходит в обратном направлении, нежели в вулканогенно-обломочном алазейском комплексе. Наиболее кислый состав в верхоянском комплексе имеют алевропсаммитовые породы. Аргиллиты, как видно из диаграммы (фиг. 6), характеризуются большей основностью и по своему химизму близки витрическим туфам и туфопелитам алазейского и колымского комплексов.

4. Ритмичное строение разреза, обусловленное ритмичным изменением гранулометрии терригенных пород и их литофациальных признаков. Масштабы ритмичности самые различные, начиная от ритмов мощностью в доли сантиметров и кончая мощным регрессивным мегаритмом, которым является вся рассматриваемая верхнепалеозойско-триасовая часть верхоянского комплекса.

5. Разнообразие литогенетических признаков осадков (особенно морфологии слоистости), присутствие наряду со стеногалинной фауной эвригалинных и пресноводных форм, обилие углефицированного растительного материала. В основании комплекса (C_1) на Северном Хараулахе, Сетте-Дабане, в нижней перми Южного Верхоянья, нижнем триасе Западного Верхоянья развиты явления сейсмостектонического происхождения (оползни, обвалы, и т. д.).

В распределении главных типов пород и ряда литогенетических признаков в Верхоянской зоне помимо естественной латеральной зональности отчетливо выражена поперечная фациальная зональность [6]. Восточная глинистая градация верхоянского комплекса изучена пока только на уровне макроскопической литологии. В качестве ее характерных признаков указываются [8, 19] максимальные (до 9—10 км) мощности разрезов триаса (более древние отложения здесь не вскрыты), большая их полнота, тонкоотмученный алевроито-глинистый состав отложений, присутствие в верхах триаса вулканогенно-осадочных пород, тонкая ритмичность, обуславливающая параллельно-полосчатый облик пород, обилие подводно-оползневых деформаций слоистости. Сравнительный анализ литологических особенностей изученных формационных комплексов свидетельствует о значительном разнообразии и специфике условий осадконакопления, существовавших на обширной территории Верхояно-Колымского геосинклинального бассейна в позднем палеозое — раннем мезозое. Каждый из описанных комплексов характеризует определенный тип осадконакопления, развитый в пределах конкретных структурно-формационных областей: Алазейской, Колымской, Верхояно-Инди-гирской (с Верхоянской и Яно-Инди-гирской зонами).

Алазейская структурно-формационная область выделяется в границах Колымского срединного массива. На протяжении всего рассматриваемого периода определяющее значение здесь имело накопление автохтонных вулканокластических и вулканотерригенных отложений, парагенетически связанных с лавами базальтоидов. Значительные мощности отдельных слоев и пачек вулканокластических пород, широкое развитие грубообломочных разностей свидетельствуют о местных источниках вулканокластики. Однако данных о конкретном пространственном положении вулканических центров пока недостаточно. Активными и наиболее длительными вулканические процессы были в среднем карбоне и в триасовый период, в остальное время они имели кратковременный и эпизодический характер. Особенности площадного распространения вулканокластического материала свидетельствуют о том, что преобладающая его часть (полностью псефитовая и псаммитовая составляющие, большое количество тонкого пепла) осаждалась в пределах самой Алазейской структурно-формационной области. За ее границы выносился пепел только алевроитовой и пелитовой размерности, на что указывает соответствующий гранулометрический состав вулканокластики в соседних структурах — Приколымском и Омудевском поднятиях.

Механизм образования вулканической кластики различен: это эксплозии и разрушение излившихся лав при соприкосновении их масс с морской водой, размыв вулканических построек (как близко синхронных, так и более древних) в межэруптивных периоды. Фациальные условия накопления вулканогенно-обломочных отложений достаточно разнообразны. Преобладают склоновые образования — микститовые и градационно-наслоенные толщи, пачки туфов, тефроидов и вулканотерригенных пород. Распространены отложения пляжа и мелкого шельфа. Грубообломочные накопления этих фаций отличаются совершенной сортировкой и окатанностью обломочного материала, плотной его упаковкой, отсутствием пелитового матрикса, содержанием крупных фрагментов углефицированной древесины. Алевроитовые и псаммитовые отложения мелководных фаций содержат прослои грубого пелециподового ракушника, растительный детрит, сульфидные конкреции, линзы органогенно-детритовых известняков и мелкогалечниковых конгломератов. Весьма ограниченно представлены глубоководные отложения: яшмы, фтанитовиды, переслаивающиеся с базальтами, гиалокластитами, пепловыми туфами. Маломощная (20—30 м) пачка этих пород описана в основании алазейского комплекса. Пестрота фациальных обстановок (латеральная и вертикальная), разная полнота стратиграфических разрезов свидетельствуют о расчлененном рельефе Алазейской области, характерными элементами которой, судя по обилию вулканокластического материала, являлись многочисленные вулканические постройки.

Колымская структурно-формационная область, опоясывающая по периферии Алазейскую область, характеризовалась неоднородным гетерогенным строением. В ее пределах существовали участки как с устойчивым некомпенсированным прогибанием, так и с контрастным инверсионным характером тектонических движений. Примером последних может служить северная часть Омулевского поднятия, где на месте относительно глубоководных впадин (C_{1-2}) возникали подводные возвышенности, длительное время (C_3-P_1) представляющие собой участки сокращенной седиментации и подводного размыва. На границе перми и триаса локально возникала островная суша. В составе петрофонда колымского комплекса преобладали гидрогенные компоненты (биогенный и хемогенный карбонат и кремнезем) и аллохтонная телепирокластика. Практически полностью отсутствовали вулканотерригенный и терригенный материал. Аллохтонность вулканокластического материала, обособляющегося в виде самостоятельных пачек, прослоев, доказывается хорошей сортировкой и тонкими размерами пепловых частиц. Поступление его связано с вулканической деятельностью соседних структурно-формационных областей (в том числе и Алазейской). Об этом свидетельствует близкая синхронность туфогенных пачек колымского и алазейского комплексов, а также характер региональной гранулометрической дифференциации вулканокластического материала.

С периодами наиболее интенсивных пеплопадов, полностью подавляющих процессы собственно бассейновой седиментации, связано накопление однородных слабо стратифицированных мелкообломочных туфов и туфоаргиллитов магарской и агиджинской свит (C_{1-2}). В фациальном отношении в прогибах Колымской структурно-формационной области преобладали условия относительно глубоководного осадконакопления. Глубина бассейна являлась главным фактором, контролирующим латеральное размещение органогенно-хемогенных карбонатных и кремнистых отложений колымского комплекса. Преобладающие в разрезах отложения смешанного состава (кремнисто-карбонатные, глинисто-карбонатные) формировались выше уровня карбонатной компенсации. Зоны максимальных глубин фиксируются распределением высококремнистых бескарбонатных фтанитов тургоряжской свиты (C_1v).

Верхоянская структурно-формационная зона располагалась в зоне сочленения обширного морского геосинклинального бассейна и длительно существующего континента (Сибирской платформы). Большие мощности верхоянского комплекса свидетельствуют о том, что Верхоянская зона характеризовалась стабильными прогибаниями. Однако близость источников сноса определила быстрое заполнение прогиба терригенными осадками, поэтому морфологического выражения он практически не имел. Западная часть Верхоянской зоны большей частью представляла собой обширную прибрежно-морскую аккумулятивную равнину, восточная — шельфовую мелководную окраину геосинклинального морского бассейна. Граница между этими латеральными фациальными зонами была очень динамичной [7, 15]. В пределах Северного Хараулаха и Сетте-Дабана на начальных стадиях накопления верхоянского комплекса существовали относительно глубокие впадины, в которых формировались тонкозернистые глинистые, известково-глинистые отложения и ассоциирующие с ними на отдельных интервалах обвально-оползневые образования. Наибольшими глубинами, допускающими отложения кремнистых осадков, эти впадины характеризовались в раннем карбоне. В центральной части Верхоянской зоны процессы карбонат- и кремне-накопления были практически полностью подавлены огромной массой поступающего в бассейн терригенного материала. Роль главной питающей провинции на протяжении всего позднего палеозоя — раннего мезозоя принадлежала окраинным частям Сибирской платформы, где наиболее длительно размывался комплекс лейкократовых гранитоидов и кислых эффузивов протерозойского возраста, метаморфические породы кислого состава. На северо- и юго-восточных, более погруженных бортах платформы размывались карбонатные породы нижнего — среднего

палеозоя, а на севере также базальтоиды докарбонового и пермотриасового возраста [6, 10]. Эпизодически размывалась Охотская суша и местные островные поднятия [13].

На локальных участках в зоне Западно-Верхоянского краевого шва [12] на границе перми и триаса имели место вспышки базальтоидного вулканизма. Они сопровождались подводными излияниями лав и образованием гиадокластики, получившей достаточно широкий площадной разнос. Немаловажное значение в составе петрофонда верхоянского комплекса имела аллохтонная телепирокластика как кислого, так и более основного состава. Источником кислой пирокластики был предположительно Охотский массив, поскольку наибольшее развитие и максимальную мощность пепловые туфы кислого состава имеют в районах Сетте-Дабана и Южного Верхоянья. Присутствие в составе петрофонда аллохтонной пирокластики среднего и основного состава предполагается на основании косвенных данных: чрезвычайно широкого распространения в разрезах верхнего палеозоя — нижнего мезозоя глинистых пород, что может быть обусловлено наличием мощных источников глинистого материала; сходства химического состава аргиллитов верхоянского комплекса и витрических туфов алазейского комплекса; отчетливой корреляции регионально распространенных глинистых толщ среднего — верхнего карбона, нижней перми с датированными уровнями эксплозивного и эффузивного вулканизма Алазейского и Приколымского поднятий.

Яно-Индибирская структурно-формационная зона, уверенно выделяющаяся для триасовой эпохи [8], представляла собой протяженный, морфологически выраженный некомпенсированный прогиб. Основным седиментационным процессом здесь было накопление тонкоотмученных глинистых осадков. Анализ общегеологических данных позволяет предполагать, что исходным материалом для накопления глинистых толщ могли служить, как и для Верхоянской зоны, тонкие дифференциаты терригенного (платформенного) и пеплового материала, поступающего из восточных вулканических областей. Представляется очевидным, что Яно-Индибирская прогнутая зона существовала не только в мезозое, но и на протяжении всего позднего палеозоя, поскольку при отсутствии такого барьера невозможно объяснить резкие различия в составе отложений восточной и западной окраин геосинклинального бассейна.

Как следует из приведенных материалов, в восточной части бассейна, отличающейся сложным расчлененным рельефом и неустойчивым тектоническим режимом (Алазейская и Колымская области), главное значение имело накопление автохтонного вулканогенного и осадочного карбонатно-кремнистого материала. В западной приплатформенной части бассейна осадконакопление отличалось четко выраженным пассивным характером, так как здесь процессы вулканизма и собственно бассейновой седиментации были развиты в совершенно ничтожных масштабах, основная же роль принадлежала накоплению огромных масс аллохтонных продуктов разрушения древних платформенных сооружений преимущественно кислого состава. Факт обособленного развития восточной и западной окраин Верхояно-Колымского геосинклинального бассейна представляет определенный интерес не только для решения ряда вопросов региональной палеогеографии и палеотектоники. Специфика состава петрофонда формационных комплексов этих обособленных областей предопределяет различный генетический характер их металлогенической специализации: в разрезах верхоянского комплекса она связана прежде всего с размывом и переотложением континентальных кор выветривания [6], в восточных областях — с процессами осадочно-вулканогенного литогенеза. Кроме того, сочетание в одном бассейне столь разнофациальных зон с различным составом петрофонда делает этот регион, безусловно, интересным объектом для сравнительного изучения особенностей осадочного и осадочно-вулканогенного литогенеза.

1. *Абрамов Б. С.* Стратиграфия верхнепалеозойских отложений Южного Верхоянья. Новосибирск: Наука, 1974. 95 с.
2. *Амузинский В. А.* Породообразующие и некоторые рудные элементы в палеозойских терригенных отложениях Верхоянского мегантиклинория.— В кн.: Новые данные по геологии Якутии. Изд. ЯФ СО АН СССР, 1975, с. 159—169.
3. *Андрианова В. А., Андрианов В. Н.* О вулканогенных образованиях верхнецедермского и раннетриасового возраста в Верхоянской геосинклинали.— В кн.: Вулканогенно-осадочный литогенез. Южно-Сахалинск, 1974, с. 134—135.
4. *Булгакова М. Д.* Вулканогенно-осадочные комплексы Верхоянской антиклинальной зоны и условия их формирования.— В кн.: Вулканогенно-осадочный литогенез. Южно-Сахалинск, 1974, с. 133—134.
5. *Булгакова М. Д.* Кремнистые породы Верхояно-Колымской складчатой области.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 5, с. 99—108.
6. *Булгакова М. Д.* Грубообломочные породы верхоянского терригенного комплекса (состав и источники сноса).— В кн.: Тектоника восточной части Сибирской платформы. Изд. ЯФ СО АН СССР, 1979, с. 129—139.
7. *Булгакова М. Д., Коробицын А. В., Семенов В. П., Ивсен В. Ю.* Осадочные и вулканогенно-осадочные формации Верхоянья (палеозой и нижний мезозой). Новосибирск: Наука, 1976. 134 с.
8. *Дагис А. С., Архипов Ю. В., Бычков Ю. М.* Стратиграфия триасовой системы Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1979. 241 с.
9. *Дорофеев В. К., Повышева Л. Г., Черняк Г. Е.* Верхнепалеозойские отложения восточной части хребта Полоусного.— В кн.: Верхний палеозой Северо-Востока СССР. Л., 1975, с. 85—89.
10. *Ивановская А. В.* Литология мезозойских отложений бассейна нижнего течения р. Лены. М.: Наука, 1967. 170 с.
11. *Ивсен В. Ю., Коробицын А. В.* Геохимические особенности вулканогенно-осадочных отложений нижнего триаса верхоянского комплекса.— В кн.: Вулканогенно-осадочный литогенез. Южно-Сахалинск, 1974, с. 135—137.
12. *Ивсен Ю. П., Амузинский В. А., Невойса Г. Г.* Строение, история развития, магматизм и металлогения северной части Верхоянской складчатой зоны. Новосибирск: Наука, 1975. 324 с.
13. *Коростелев В. И.* Триасовые отложения Восточного Верхоянья. Якутск, 1972. 173 с.
14. *Коссовская А. Г.* Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 218 с.
15. *Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Муравьев В. И.* Мезозойские и верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья и Вилюйской впадины. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 276 с.
16. *Мерзляков В. М.* Стратиграфия и тектоника Омuleвского поднятия (Северо-Восток СССР). М.: Наука, 1971. 152 с.
17. *Мокшанцев В. К., Горнштейн Д. К., Гусев Г. С., Лутц Б. Г., Петров А. Ф., Сластенков Ю. Л., Фрумкин И. М., Штех Г. И.* Тектоника Якутии. Новосибирск, 1975. 197 с.
18. *Пепеляев Б. В., Юферов О. В., Богуш О. И.* Биостратиграфия каменноугольных отложений юго-западной части Колымского массива.— В кн.: Карбон Омолонского и юго-западной части Колымского массивов. М.: Наука, 1970, с. 24—61.
19. Решения 2-го межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР. Магадан, 1978, 192 с.
20. *Русаков И. М., Кац А. Г., Бондаренко Н. С., Васильева Г. А., Кореньков Г. П., Николаев Ю. Т.* Новые данные по стратиграфии палеозойских отложений Алазейского плоскогорья (Северо-Восток СССР).— Докл. АН СССР, 1975, т. 223, № 1, с. 178—181.
21. *Русаков И. М., Флерова З. Б., Бондаренко Н. С., Васильева Г. А., Кац А. Г., Кореньков Г. П., Николаев Ю. Т.* Стратиграфия мезозойских отложений Алазейского плоскогорья.— Геол. и геофиз., 1977, № 8, с. 129—133.

Институт геологии ЯФ СО АН СССР,
Якутск

Поступила в редакцию
22.V.1980

УДК 552.123.1 : 552.517

**СТРУКТУРА КРУПНООБЛОМОЧНОГО АЛЛЮВИЯ
ПО ДАННЫМ ДРОБНОГО ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО АНАЛИЗА**

ОСОВЕЦКИЙ Б. М.

Изучена структура крупнообломочного аллювия ряда рек горной, предгорной и равнинной геоморфологических зон с использованием дробного гранулометрического анализа по шкале γ -Батурина. Горный аллювий характеризуется полимодальной кривой распределения, свидетельствующей о присутствии в осадках множества субраспределений обломков. Соотношение между субраспределениями отвечает модели симметрии подобия. Равнинный аллювий отличается двумодальной кривой распределения с глубоким дефицитом на границе песчаной и гравийной размерности. С учетом формы кривой распределения выделены зрелые, умеренно зрелые и незрелые равнинные крупнообломочные осадки. Аллювий рек предгорьев имеет переходный характер: на кривых распределения выделяются два главных субраспределения обломков с некоторым дефицитом гравийных зерен между ними.

Гранулометрический состав аллювия — одна из важнейших характеристик его структуры. Изучение гранулометрии крупнообломочного аллювия представляет особый интерес в связи с литолого-фациальными, геоморфологическими, палеогеографическими, гидрологическими, инженерно-геологическими исследованиями в долинах рек. С крупнообломочным аллювием связаны месторождения полезных ископаемых, процессы формирования которых невозможно изучать без использования данных по гранулометрии отложений. Гранулометрический состав крупнообломочного аллювия контролируется гидродинамикой речного потока (режимом, уклоном реки, расходом воды, фациальными условиями и т. д.), геолого-геоморфологическим строением района (питающими породами, тектонической обстановкой, геоморфологической зональностью), климатом и другими факторами. Многие исследователи отмечали закономерное уменьшение средней крупности обломков руслового аллювия вниз по течению реки [1, 3, 7, 9], зависимость гранулометрии крупнообломочных осадков от фациальных условий осадконакопления [11], неотектонической обстановки [10], питающих пород [8, 18]. Общепризнанно представление о плохой сортировке крупнообломочного аллювия по сравнению с песчаным. Характер кривых распределения обломков по размерам настолько разнообразен, что при интерпретации их делаются весьма различные выводы. Так, Б. С. Лунев [10] для руслового аллювия крупных горных и равнинных рек отмечает один максимум на кривой распределения соответственно в галечной и песчаной размерностях, в то время как горно-равнинный аллювий характеризуется двумя максимумами. В. А. Полянин и др. [14] для руслового аллювия нижнего течения р. Камы выявили отчетливо выраженную двумодальность кривых распределения с минимумом частиц в классе 1,25—2,5 мм. Большинство исследователей указывают на полимодальность кривых распределения крупнообломочных отложений рек [1, 11].

Методика изучения гранулометрии крупнообломочного аллювия не лишена ряда недостатков, несмотря на большое внимание, уделяемое литологами этому вопросу [5]. Обычно гранулометрический анализ производится с выделением небольшого числа размерных классов, что дает недостаточный объем информации. В том случае, когда применяется более дробный анализ, гранулометрические шкалы выбираются произвольно [1, 7]. В методике определения гранулометрического состава нет единообразия: она может быть основана на ситовом отсеиве, измерении об-

ломков, оценке их объема и т. д. Соответственно выход размерных классов приводится в несопоставимых значениях: весовых, объемных, расчетных весовых концентрациях, по числу галек и т. д. В некоторых случаях анализ одной пробы проводится с применением различных методов. Все это затрудняет сопоставление результатов, полученных различными авторами. Следует отметить также слабую разработку вопросов интерпретации данных по гранулометрии крупнообломочных отложений. Перспективным направлением в изучении структуры крупнообломочных речных осадков является применение метода дробного гранулометрического рассева [6, 12], который повышает информативность структурных исследований, позволяет на более высоком уровне рассматривать проблемы взаимосвязи эрозионных процессов и геолого-геоморфологической обстановки, детальнее исследовать процессы россыпеобразования и т. д. Важную роль при этом играет унификация гранулометрической шкалы. Наиболее предпочтительна шкала γ -Батурина [2], которая успешно используется при изучении структур песков [15, 19]. В данной статье приводятся первые результаты исследования по предложенной методике гранулометрии крупнообломочного аллювия на отдельных участках рек, приуроченных к различным геоморфологическим обстановкам (горной, предгорной и равнинной).

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Объекты и система опробования. Гранулометрия горного аллювия наиболее детально изучена в пределах низкогогорного участка долины среднего течения р. Курчум (приток р. Иртыш). Отбор проб производился поинтервально через 0,4 м из нескольких скважин большого диаметра, вскрывших отложения русловой фации высокой поймы. Мощность русловых отложений 3—4 м. Максимальный размер обломков в пробах не превышал 160 мм. Всего изучено 25 проб, в том числе 11 с применением дробного анализа всего гранулометрического спектра. В остальных пробах дробный анализ выполнен только для крупнообломочной части отложений (обломки размером более 3 мм). Для сравнения по единичным пробам изучена гранулометрия руслового аллювия ряда других рек в их низкогогорных участках. Так, в среднем течении р. Средняя Терсь (приток р. Томи) проба отобрана в шурфе из нижнего горизонта русловой фации высокой поймы (интервал 8,3—8,8 м при мощности аллювия 10 м). В верховьях р. Кубани пробы отбирались в средних частях речных кос из закопшек глубиной до 0,5 м. Выше по течению на участке г. Карачаевска изучено пять проб, отобранных через 5—10 км по долине реки (дробный рассев выполнен только для песчаной части). Ряд дробных анализов крупнообломочной части пробы выполнен для некоторых малых рек Армении.

На предгорных участках рек отбор проб обычно производился в центральных частях кос из закопшек глубиной до 0,5 м. В долине р. Днестр три пробы отобраны на участке г. Самбор — г. Галич, пять проб взято в долине р. Кумы на участке выше по течению г. Минеральные Воды (в среднем через 10 км). Кроме того, дробный анализ выполнен еще в 12 пробах аллювия верхнего и среднего течения р. Кумы для крупнообломочной части спектра. В долине р. Кубани изучено восемь проб на участке г. Карачаевск — г. Кропоткин (дробный рассев их песчаной части). В среднем течении р. Тутуяс (приток р. Томи) три пробы отобраны в шурфе из верхнего, среднего и нижнего горизонта русловой фации. Гранулометрия равнинного крупнообломочного аллювия детально изучена на примере современных отложений верхнего течения р. Вятки (район п. Кирс). Пробы отобраны по скважинам большого диаметра с интервалами в 0,5 м из разных горизонтов русловой фации (мощность до 15 м) высокой поймы, а также из отложений фации прирусловой отмели в закопшках глубиной до 0,5 м. Всего изучено 35 проб, в том числе 13 с применением дробного рассева их крупнообломочной части. В долинах ряда других равнинных рек (Вилюй, Печора, Онега) пробы отбирались на

прирусловых отмелях закопушками глубиной до 0,5 м. На участке среднего течения р. Виллой (п. Крестях — п. Кокно) изучено 10 проб, взятых в головных частях кос. В долине р. Онеги исследованы две пробы в нижнем течении, ниже п. Ярнема. Дробный рассев песчаной части выполнен в трех пробах аллювия верхнего течения р. Печоры, район п. Якша. На участке р. Дон (г. Задонск — г. Георгиу-Деж) шесть проб, отобранных в скважинах, характеризуют нижние горизонты руслового аллювия. Общее количество изученных проб составило 121. Вес проб колебался от 10 до 150 кг (в зависимости от максимальной крупности обломков).

В связи с тем что дробные гранулометрические анализы крупнообломочного аллювия выполнены для ограниченного числа проб и характеризуют небольшие по протяженности участки рек, различные горизонты руслового аллювия и геоморфологические обстановки, автор при обобщении материала остановился только на самых общих выводах, касающихся русловой фации в целом. При этом оставлены без внимания многие структурные особенности крупнообломочных осадков в конкретных физико-географических, геолого-геоморфологических, фациальных и других условиях. Выявление этих особенностей возможно только на основе соответствующей системы опробования, дальнейшего совершенствования методики и способов интерпретации полученных данных.

Полевая стадия анализа. Предварительно из мелкообломочной части пробы отбиралась небольшая навеска (до 0,5 кг) для определения ее гранулометрического состава в лабораторных условиях. Далее проба взвешивалась и подвергалась грохочению с выделением обломочного материала крупностью более 3 мм. При грохочении обломки тщательно отмывались от глинистых примазок. Материал крупнее 3 мм рассевался на специально изготовленном наборе сит с диаметрами ячеек (мм): 40; 31,5; 25; 20; 16; 12,5; 10; 8; 6,3; 5; 4 и 3,15. Обломки крупнее 40 мм классифицированы с помощью проволочных петель на фракции (мм): 315—250, 250—200, 200—160, 160—125, 125—100, 100—80, 80—63, 63—50, 50—40. Проволочные петли использованы вместо грохотов потому, что в пробах присутствовало весьма небольшое число крупных галек и валунов (на данном этапе исследований наиболее грубообломочные разности горного аллювия не опробовались). При этом учитывалось, что классификация с помощью проволочных петель позволяет получить результаты, вполне сопоставимые с теми, которые достигаются при грохочении. Все выделенные фракции взвешены на весах с точностью 0,02 кг. Размеры наиболее крупных обломков (крупнее 100 мм) измерялись рулеткой в трех взаимно перпендикулярных направлениях с целью определения их морфометрической характеристики [5]. В ряде проб по 100 обломкам из нескольких модальных классов проведена петрографическая разборка.

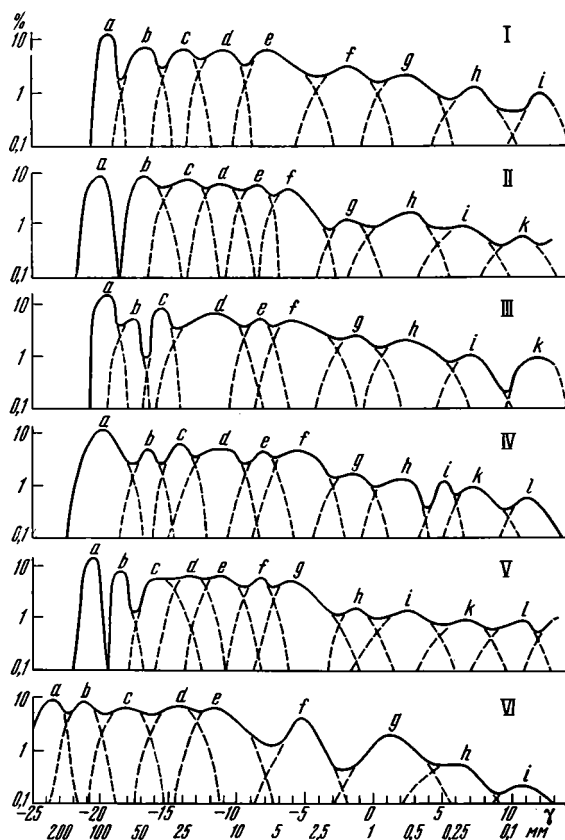
Лабораторная стадия анализа. Из отобранной в поле навески мелкообломочной части пробы предварительно отмучивалась глинистая фракция ($<0,01$ мм) по методу А. Н. Сабанина. Далее производился рассев на дробном наборе сит, диаметры ячеек которых менялись в соответствии с показателем геометрической прогрессии 1,25 [12, 15, 19]. Обломки крупнее 3,15 мм, присутствовавшие в навеске, при дальнейших расчетах гранулометрического состава не учитывались. Фракции взвешены на аналитических весах с точностью 0,01 г. Таким образом, на полевой и лабораторной стадиях достигалась классификация и взвешивание всех фракций обломочного материала размером более 0,05 мм по шкале γ -Батурина. Максимальное число фракций, выделенных в одной пробе, составило 40.

Обработка результатов. Гранулометрический состав крупнообломочных осадков рассчитан в весовых процентах. Содержание фракций обломков размером более 3,15 мм определялось от исходной массы пробы, замеренной в поле. При расчетах содержаний более мелких фракций сначала определялся их выход от навески, исследуемой в лаборатории, затем полученные весовые проценты пересчитывались с учетом процентного содержания в отложениях частиц размером менее 3,15 мм. При ин-

терпретации результатов строились кривые распределения с расчленением их на отдельные совокупности частиц (субраспределения) по методу А. Хальда [21, 24]. Для процентного содержания частиц принят логарифмический масштаб, так как содержание частиц во многих интервалах дробной шкалы не превышает 1%.

КРУПНООБЛОМОЧНЫЙ АЛЛЮВИЙ ГОРНЫХ РЕК

Дробный гранулометрический анализ выявляет очень сложную полимодальную структуру руслового горного аллювия (фиг. 1). В изученных отложениях выделено от 9 до 13 субраспределений (для частиц размером более 0,05 мм). Ширина гранулометрического спектра обломков одного субраспределения обычно равна 3—5 γ . Полимодальность кривой



Фиг. 1. Кривые распределения частиц крупнообломочных осадков горных рек (с выделением субраспределений *a—l*)

Русловая фация аллювия высокой поймы р. Курчум (приток р. Иртыш), интервалы опробования в скважине, м: I—1,4—1,8, II—1,8—2,2, III—2,2—2,6, IV—2,6—3,0, V—3,4—3,8, VI—русловая фация аллювия р. Средняя Терсь (приток р. Томь), интервал 8,3—8,8 м; гранулометрическая шкала γ -Батурина

распределения обломков горного аллювия объясняется двумя основными причинами. Первая из них состоит в том, что в составе аллювия унаследованы гранулометрические особенности разнообразных пород источников питания. На этом основании Н. П. Костенко [8] выделяет генетические подтипы горного аллювия: моренно-аллювиальный, солифлюкционно-аллювиальный, гравитационно-аллювиальный, пролювиально-аллювиальный и др. Гранулометрический состав и морфология обломков элювия, делювия, коллювия отражают особенности физического выветривания различных типов коренных пород [18]. Поэтому обломки разного размера, поступающие в долину реки со склонов, должны отли-

чаться по петрографическому и морфологическому составу, что подтверждается непосредственными наблюдениями. В аллювии р. Курчум субраспределения валунных и крупногалечных обломков представлены гранитами и кварцитами, а среди мелкогалечных субраспределений преобладают обломки сланцев, изверженных пород среднего состава при подчиненном количестве гранитов и кварцитов. Субраспределения частиц гравийной размерности отличаются высоким содержанием кварца. В низкоречном аллювии р. Кубани (район г. Карачаевска) в крупногалечном субраспределении преобладают амфиболиты и очень мало гранитов, в мелкогалечном — серпентиниты, граниты и габбро, в гравийных — существенную долю составляют обломки песчаников, кварцитов, кварца [12]. Таким образом, каждое субраспределение обломков горного аллювия генетически связано с определенными источниками питания, а модальный класс представлен преобладающими в них размерами обломков.

Вторая причина полимодального распределения обломков аллювия связана с тем, что горные речные потоки отличаются повышенной турбулентностью и бурным режимом. Значительная амплитуда пульсаций скорости потока, различных по величине и знаку, способствует одновременному переносу и отложению в осадок всех классов частиц, вплоть до глинистых. Соотношение между субраспределениями в горном аллювии рек Курчум и Средняя Терсь подчиняется следующей закономерности: *модальные значения субраспределений последовательно уменьшаются в направлении от крупных обломков к мелким.*

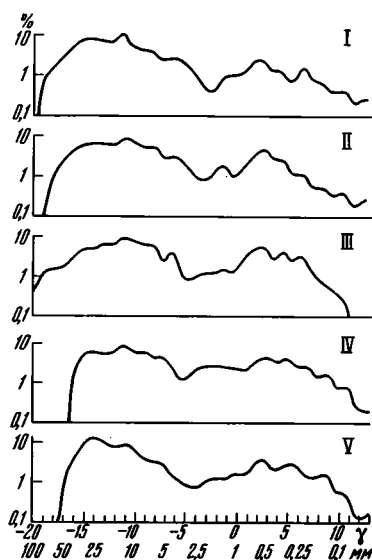
Для количественной характеристики таких кривых распределения горного аллювия и их систематизации предлагается использовать элементы теории симметрии подобия [23]. Симметрия подобия наблюдается в совокупности фигур, различающихся последовательным уменьшением (увеличением) размеров и расстояний между ними. Совмещение таких фигур друг с другом достигается путем переноса их в пространстве с одновременным уменьшением (увеличением) размеров и расстояний (операция симметрии подобия К). Основной числовой характеристикой операции симметрии подобия К может служить коэффициент подобия — величина, показывающая степень изменения размеров и расстояний между фигурами при каждом очередном перемещении. Операция симметрии подобия К может быть принята в качестве математической модели при описании формы кривых распределения обломков горного аллювия. С точки зрения данной модели симметрично-подобными фигурами являются субраспределения обломков. При этом коэффициент подобия представляет собой среднее отношение модальных значений смежных субраспределений. Поскольку гранулометрическая шкала размеров частиц дана в логарифмическом масштабе, расстояния между модами (в величинах γ) колеблются около некоторого среднего значения. Таким образом, количественная характеристика кривых распределения обломков горного аллювия с позиций теории симметрии подобия может быть дана на основе следующих показателей: количества субраспределений (мод), коэффициента подобия, среднего расстояния между модами. Для аллювия р. Курчум средние значения (по 11 пробам) равны: коэффициент подобия 0,79, расстояние между модами 3,2 γ , количество субраспределений 11 (без мелкоалевритовых и глинистых частиц).

Преобладание в русловых осадках горных рек наиболее крупного по размеру обломков субраспределения обусловлено высокой средней скоростью водного потока. Тот же фактор определяет последовательное уменьшение выхода субраспределений более мелких обломков. При колебаниях скорости водного потока структура горного аллювия перестраивается в направлении изменения соотношений между субраспределениями. Повышение скорости потока сначала приводит к увеличению выхода более крупных обломков, т. е. уменьшению величины коэффициента подобия (до 0,69 в аллювии р. Курчум), а затем к смещению всей кривой распределения влево за счет появления дополнительных субраспределений валунов. Для кумулятивных кривых распределения облом-

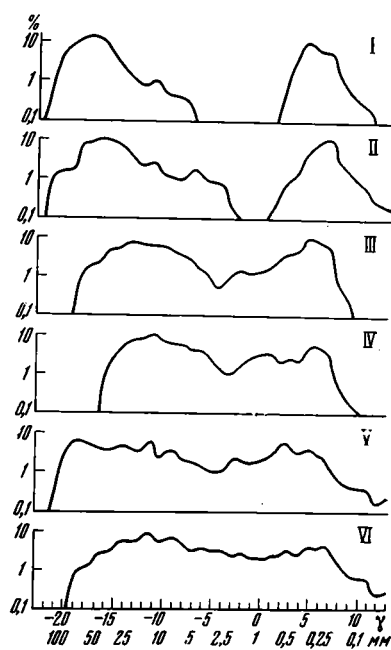
ков горного аллювия характерен вогнутый профиль. Наиболее крутой участок приурочен к крупнообломочной части спектра, что свидетельствует о лучшей сортировке этих обломков водным потоком. Максимальный выход обломков в пределах одного интервала шкалы γ -Батурина достигает 22% (фракция 125—100 мм), в песчаной части спектра он не превышает 2%. Вполне вероятно, что описанные особенности характерны только для аллювия определенных участков некоторых горных рек. В частности, иные закономерности могут быть выявлены при изучении гранулометрии аллювия средне- и высокогорных районов. Несомненная существенная роль пород источников питания в перестройке структуры аллювия горных рек на различных участках.

КРУПНООБЛОМОЧНЫЙ АЛЛЮВИЙ РЕК ПРЕДГОРЬЕВ

Гранулометрический спектр руслового аллювия рек предгорьев не такой широкий, как в горных реках, вследствие уменьшения скорости водного потока и размера наиболее крупных обломков. Важнейшая особенность кривых распределения осадков рек предгорьев — некоторый дефицит гравийных зерен (фиг. 2), который выражается в наличии относительного минимума частиц во фракциях интервала 4—1 мм (обычно менее 1%) и сопровождается сравнительно высокой модой соседнего субраспределения песчаных частиц, приуроченной, как правило, к фракции 0,63—0,5 мм. Зарождающийся в предгорьях дефицит мелкогравийных зерен объясняется, с нашей точки зрения, их интенсивным дроблением при переносе на горном участке, за счет чего пополняется количество песчаных частиц. Действительно, мелкогравийные обломки обычно представлены поликристаллическими агрегатами и сростками минераль-



Фиг. 2



Фиг. 3

Фиг. 2. Кривые распределения частиц крупнообломочного аллювия рек предгорьев I — р. Днестр, приустьевая отмель, район г. Самбор; II — то же, район с. Журавна; III — то же, район г. Галич; IV, V — р. Кума, приустьевая отмель, район г. Минеральные Воды

Фиг. 3. Кривые распределения частиц крупнообломочного аллювия равнинных рек Зрелые осадки: I, II — р. Вилюй, приустьевая отмель, район пос. Крестях; умеренно зрелые осадки: III — р. Дон, приустьевая отмель, район г. Задонск, IV — р. Вятка, приустьевая отмель, район пос. Кирс; незрелые осадки: V, VI — р. Вилюй, приустьевая отмель, район пос. Кокно

ных зерен, нередко существенно различающимися по физико-механическим свойствам (например, кварца с полевыми шпатами, амфиболами, слюдами и др.). Как известно, такие сростки и агрегаты наименее устойчивы при транспортировке в русле реки и имеют тенденцию распадаться на мономинеральные зерна [3, 13].

Общее число субраспределений в аллювии предгорных рек уменьшается по сравнению с горным аллювием вследствие исчезновения как наиболее крупных, так и наименее устойчивых к механическому истиранию обломков. Среди субраспределений выделяются два преобладающих с максимальными значениями мод — в галечной и песчаной частях спектра. Преобладающее галечное субраспределение состоит из обломков пород, которые отличаются наибольшей механической прочностью и широко представлены в питающих провинциях аллювия (обычно кварциты, граниты, прочные эффузивы, кварц). В отличие от горного аллювия его мода сдвинута в направлении к обломкам меньшей крупности — средне- и мелкогалечным. Преобладающее субраспределение песчаной части спектра состоит из двух совокупностей зерен: поступивших из питающих пород и образовавшихся в результате дробления гравийных частиц при транспортировке в русле реки.

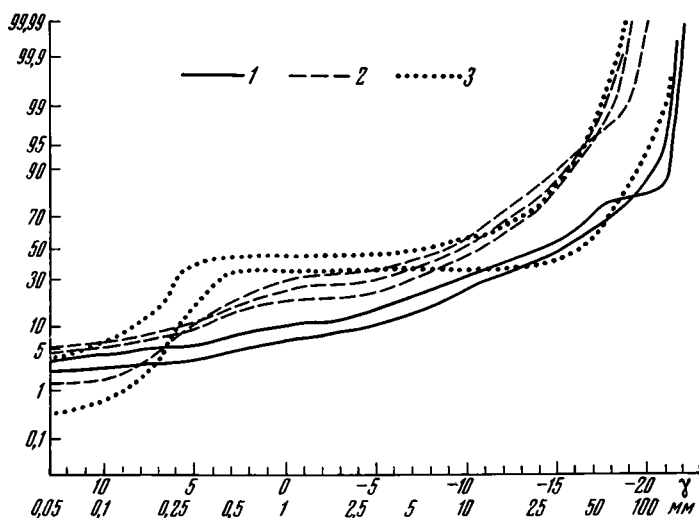
РАВНИННЫЙ КРУПНООБЛОМОЧНЫЙ АЛЛЮВИЙ

В связи с недостаточно высокой скоростью водного потока равнинные реки нередко не в состоянии переносить и сортировать крупные обломки, поступающие из пород источников питания. На таких участках аллювий наследует многие характерные особенности гранулометрии питающих пород [6]. Сами питающие породы имеют различную степень сортировки обломков. В некоторых типах пород обломки претерпели многократную транспортировку в водной среде, они хорошо окатаны и отсортированы по крупности (морские галечники). Другие разновидности пород совершенно не сортированы (морены, продукты выветривания изверженных пород). Соответственно этому меняется и структура аллювия. С другой стороны, на участках перемыва мелкообломочных терригенных пород (песков, песчаников, алевролитов, глин, гравелитов), куда более крупный галечный материал приносится только сверху по течению реки, интенсивно проявляются процессы механической дифференциации. Кроме того, гранулометрический состав руслового равнинного аллювия существенно различается в зонах размыва и аккумуляции.

Весьма сложные соотношения между процессами унаследования в аллювии структурных особенностей различных питающих пород и процессами механической дифференциации обломков в речном потоке приводят к большому разнообразию кривых распределения частиц руслового равнинного аллювия. При классификации осадков по типу кривых может быть использовано понятие о структурной (гранулометрической) зрелости [13, 15]. В частности, песчаные осадки считаются тем более структурно зрелыми, чем меньше в них глинистого материала и выше сортировка. Г. Ф. Рожков [15] отмечает направленность процесса созревания гранулометрического состава песков: «от снижения полимодальности через асимметричность к логнормальности и крутовершинности ЭПР». Для крупнообломочного аллювия представление о гранулометрической зрелости не разработано. Мы предлагаем с учетом формы кривой распределения выделить три степени гранулометрической зрелости крупнообломочных равнинных осадков: зрелые, умеренно зрелые и незрелые. В дальнейшем на основе более детальных исследований для их различения могут быть введены количественные критерии.

Зрелый крупнообломочный аллювий характеризуется наличием на кривой распределения двух отчетливо выраженных максимумов — в мелкогалечной и среднепесчаной размерностях, разделенных глубоким дефицитом мелкогравийных и крупнопесчаных частиц (фиг. 3, I, II). В наиболее глубокой части дефицита выход отдельных фракций не превышает 0,1%. В отличие от аллювия рек предгорьев в зрелых равнинных

крупнообломочных осадках дефицит не только еще больше углубляется, но и значительно расширяется. В частности, кроме гравийных зерен, дефицитными становятся и крупнопесчаные. Это свидетельствует о продолжающемся в долинах предгорных и частично равнинных рек процессе дробления агрегатов и сростков минеральных зерен, причем не только мелкогравийных, но и крупнопесчаных фракций. Структура зрелого аллювия является выражением наиболее совершенной механической дифференциации крупнообломочного материала в руслах рек. Она формируется прежде всего в результате увеличения относительного выхода субраспределения галечных обломков, устойчивых к механическому истиранию. Положение моды этого субраспределения на гранулометрической шкале определяется средней скоростью водного потока и зависит



Фиг. 4. Типичные кумулятивные кривые распределения частиц крупнообломочных осадков горных (1), предгорных (2) и равнинных (3) рек

от геоморфологической обстановки. На равнинах, примыкающих к горным сооружениям, мода смещается в сторону более крупных обломков, а в удалении от гор — в противоположном направлении. Вторая мода (песчаная) — результат длительного процесса концентрирования мономинеральных зерен кварца в определенном узком классе за счет дробления неустойчивых при транспортировке сростков минеральных частиц. Максимум в песчаной части крупнообломочного зрелого аллювия обычно приурочен к одной из трех фракций шкалы γ -Батурина в пределах 0,4—0,2 мм.

При изменении скорости водного потока в различных фациальных обстановках русла реки галечная и песчаная моды сохраняют определенное положение в гранулометрическом спектре аллювия, что объясняется устойчивым существованием дефицита между ними. Высокие скорости потока вызывают относительный рост галечной моды за счет снижения песчаной, и наоборот. Зрелый аллювий широко распространен в средних и нижних течениях крупных равнинных рек. Структура его не может быть сформирована только в результате сортирующей деятельности данного водного потока. Она в значительной мере унаследована от питающих пород, обломки которых претерпели много стадий транспортировки в водной среде. Кумулятивные кривые зрелого аллювия характеризуются присутствием широкой горизонтальной площадки, соответствующей дефицитным фракциям (фиг. 4).

Умеренно зрелый аллювий также имеет двумодальную кривую распределения, на которой главные максимумы дополняются второстепенными. В отличие от зрелого аллювия дефицит мелкогравийных зерен не

такой глубокий, а в крупнопесчаной части гранулометрического спектра он вообще выявляется слабо (см. фиг. 3, III, IV). Этот тип аллювия формируется в верховьях равнинных рек, долинах малых рек, где недоразвиты процессы сортировки обломочного материала в водном потоке, нечетко обособлены фации, а также на участках средних и нижних течений крупных равнинных рек с выходами несортированных питающих пород. Кривые распределения частиц умеренно зрелого аллювия напоминают кривые распределения аллювия предгорьев, но отличаются сглаженностью, более узким гранулометрическим спектром обломков и высоким выходом песчаных частиц.

Незрелый аллювий обладает ярко выраженной полимодальной кривой распределения, свидетельствующей о присутствии в осадке множества субраспределений, с неясным дефицитом обломков на стыке гравийной и песчаной размерностей (см. фиг. 3, V, VI). Структура незрелого аллювия преимущественно унаследована от размываемых пород, отличающихся несортированным обломочным материалом. Энергия речного потока недостаточна для сортировки или даже переноса обломочного материала источников питания [6]. Обычно зоны формирования незрелого аллювия соответствуют участкам перемыва пород, легко разрушающихся при выветривании и дающих огромные массы обломочного материала. На этих участках река перегружена наносами и не справляется с их транспортировкой. Незрелый аллювий встречен нами в местах размыва морен (долина р. Онеги), траппов (долина р. Вилуй), крупногалечных конгломератов, в приустьевых частях притоков, стекающих с гор (долина р. Печоры в среднем течении). К генетическим разновидностям незрелого аллювия могут быть отнесены осадки смешанного происхождения: аллювиально-делювиальные, аллювиально-пролювиальные, аллювиально-ледниковые, аллювиально-перлювиальные и др.

Таким образом, гранулометрическая зрелость крупнообломочного аллювия равнинных рек определяется структурой питающих пород и гидродинамикой речного потока, т. е. длительностью воздействия водной среды на обломочный материал за все циклы эрозионной деятельности. Степень гранулометрической зрелости руслового аллювия зависит также от неотектонической, геоморфологической, фациальной обстановки осадконакопления, порядка водотока, климата и др. В частности, более зрелые осадки формируются в верхнем горизонте пристрежневой фации, отложения которого испытывают многократный перемыв, менее зрелые — в базальном горизонте руслового аллювия («мертвый», т. е. неперемищаемый аллювий). При прочих равных условиях степень гранулометрической зрелости возрастает с увеличением порядка водотока. При палеогеографических исследованиях оценка степени гранулометрической зрелости древнего аллювия имеет важное значение. Незрелый и умеренно зрелый равнинный аллювий, по данным кривым распределения, мало отличается от аллювия рек предгорьев (см. фиг. 2, 3). Для их различения необходимы дополнительные критерии, а также другие способы построения кривых распределения.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУРЫ КРУПНООБЛОМОЧНОГО АЛЛЮВИЯ

Структура крупнообломочных речных осадков формируется при взаимодействии процессов интеграции и дифференциации вещества [20]. В конкретных обстановках осадконакопления один из них может превалировать, однако никогда не осуществляется в чистом виде. Процессы интеграции обуславливают наличие в осадке определенного числа субраспределений обломков. Роль процессов дифференциации заключается в регулировании соотношений между субраспределениями. Интеграция обломочного материала источников питания выступает на первый план при накоплении горного и незрелого равнинного аллювия. Однако и в этом случае роль дифференциации немаловажна, что наглядно проявляется в закономерном соотношении субраспределений обломков

горного аллювия (модель симметрии подобия как интерпретация его структуры). Процессы механической дифференциации играют наиболее активную роль при формировании структур зрелых равнинных осадков.

Характер изменения гранулометрии аллювия вниз по течению реки зависит от геоморфологической зональности. В пределах одной геоморфологической зоны (например, равнинной) от одного участка к другому меняется степень гранулометрической зрелости речных осадков. Определенная направленность в изменении гранулометрического состава аллювия возможна в реке, пересекающей горную, предгорную и равнинную зоны. Эта направленность выражается в следующем: 1) уменьшается вниз по течению ширина гранулометрического спектра (количество субраспределений) за счет снижения скорости водного потока и отставания наиболее крупных обломков при переносе; 2) появляется (в предгорьях), а затем постепенно углубляется и расширяется дефицит частиц на стыке гравийной и песчаной размерности вследствие дробления агрегатов и сростков минеральных зерен при переносе (фиг. 4); 3) трансформируется полимодальная кривая распределения, характерная для аллювия на горном участке, в двумодальную кривую на равнинном [12].

Изучение структуры крупнообломочного аллювия с применением дробного гранулометрического анализа позволило получить новую информацию по проблеме дефицитов, которая длительное время обсуждается литологами. В настоящее время выделяют дефициты первого и второго порядков [19]. Дефициты первого порядка наиболее глубокие, постоянно присутствуют в гранулометрическом спектре и приурочены к границам литологических подразделений («гравий — песок» и «песок — алевроит»). Образование их связывают с особенностями структуры магматических пород, процессами дезинтеграции горных пород при выветривании, седиментационными процессами [10, 14, 16, 17, 19, 22]. Дефициты второго порядка менее глубокие, не имеют строго определенного места в гранулометрическом спектре. Они выделены с помощью дробного ситового анализа в пределах песчаной размерности и обусловлены седиментационными причинами [16, 19]. Данные, приведенные в статье, свидетельствуют о том, что дефицит первого порядка на границе «гравий — песок» формируется в результате многократных циклов транспортировки обломочного материала водным потоком. Основная работа по углублению и расширению дефицита происходит в течение значительного периода на горных и предгорных участках рек (а также на побережьях морей), где процессы дробления сростков и агрегатов минеральных зерен наиболее интенсивны. Дефициты второго порядка представляют собой стыки субраспределений. Они образуются в результате взаимодействия седиментационных факторов и процессов унаследования осадками структуры пород источников питания. Наиболее глубокие дефициты находятся между субраспределениями, моды которых существенно удалены друг от друга. Всегда дефицитны фракции, обломки которых весьма редки в питающих породах.

ВЫВОДЫ

1. Структура горного аллювия характеризуется полимодальной кривой распределения. Она формируется в результате интеграции множества субраспределений обломков, генетически связанных с определенными источниками питания. Относительный выход субраспределений в осадке регулируется средней скоростью водного потока, процессами дифференциации. В горном аллювии преобладает субраспределение наиболее крупных обломков.

2. В аллювии рек предгорьев намечается дефицит частиц на стыке песчаной и гравийной размерности; присутствует несколько субраспределений, среди которых выделяются два главных: в галечной и песчаной частях гранулометрического спектра.

3. Структура равнинного аллювия отличается двумодальной кривой распределения (галечная и песчаная моды) и глубоким дефицитом мел-

когравийных и крупнопесчаных частиц. Образование этого дефицита — результат дробления полиминеральных агрегатов и сростков зерен при переносе в водной среде. Колебания скорости водного потока приводят к изменению соотношения между модами. На различных участках реки степень гранулометрической зрелости руслового аллювия неодинакова. Зрелый аллювий формируется в результате перемива хорошо сортированных по крупности зерен питающих пород и под влиянием процессов механической дифференциации обломков в русле реки. Незрелые осадки наследуют структуру несортированных пород источников питания.

Литература

1. Ахундов С. А. Некоторые особенности гранулометрии русловых отложений горных рек Азербайджана.— Изв. АН АЗССР. Сер. наук о Земле, 1970, № 2, с. 89—94.
2. Батурин В. П. Новая гранулометрическая шкала для кластических осадков и использование ее при графических построениях.— Докл. АН СССР, 1943, т. 38, № 8, с. 277—280.
3. Борсук О. А. О причинах изменения содержания гравия в аллювии рек Восточного Забайкалья.— Изв. Забайкальского фил. Геогр. о-ва СССР, 1969, т. 5, № 2, с. 76—77.
4. Борсук О. А., Лодина Р. В., Чалов Р. С. Особенности гранулометрического и петрографического составов современного руслового аллювия и факторы, их определяющие.— В кн.: Механическая дифференциация твердого вещества на континенте и шельфе. М.: Наука, 1978, с. 19—27.
5. Вассоевич Н. Б. Крупнообломочные породы.— В кн.: Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Т. II. Л.: Гостоптехиздат, 1958, с. 15—76.
6. Гроссгейм В. А., Рожков Г. Ф. Основные вопросы гранулометрии в геологии.— Литол. и полезн. ископ., 1971, № 5, с. 120—125.
7. Зудина Н. И. Гранулометрия русловых отложений горно-предгорной зоны Узбекистана.— Изв. Узбекстанского геогр. о-ва, 1971, т. 13, с. 66—78.
8. Костенко Н. П. Четвертичные отложения горных стран. М.: Недра, 1975. 216 с.
9. Лодина Р. В. Сортировка аллювия в реках Западной Грузии.— В кн.: Эрозия почв и русловые процессы. Изд-во МГУ, 1974, вып. 4, с. 143—148.
10. Лунёв Б. С. Дифференциация осадков в современном аллювии.— Уч. зап. Пермского ун-та, 1967, № 174, 333 с.
11. Орлсва З. В., Шумилов Ю. В. О гранулометрической дифференциации золотоносного аллювия малых и средних водотоков горного типа на примере северо-восточного Приколымья (Западная Чукотка).— В кн.: Аллювий, вып. 2. (Уч. зап. Пермского ун-та, 1973, № 266, с. 3—16).
12. Осовецкий Б. М. Вещественный состав современного аллювия р. Кубани и условия его формирования.— Литол. и полезн. ископ., 1977, № 1, с. 66—80.
13. Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 536 с.
14. Поляниц В. А., Изотов В. Г., Бирюлёв Г. Н. Формирование песчано-гравийных смесей в долине нижнего течения р. Камы и практика их использования. Изд-во Казанского ун-та, 1974. 92 с.
15. Рожков Г. Ф. Гранулометрическая зрелость песков.— Литол. и полезн. ископ., 1979, № 5, с. 106—124.
16. Романовский С. И. Седиментологические основы литологии. Л.: Недра, 1977. 408 с.
17. Рухин Л. Б. Основы литологии. Л.: Недра, 1969. 703 с.
18. Симонов Ю. Г., Борсук О. А., Ларьков С. А., Лихачева Э. А., Соловьева Г. А., Татарицев Б. В. Начальные этапы перемещения вещества на континенте (на примере Забайкалья).— В кн.: Механическая дифференциация твердого вещества на континенте и шельфе. М.: Наука, 1978, с. 7—18.
19. Смирнов Л. С., Колобзаров О. В., Рожков Г. Ф. Дискретность материала песчано-алевритовых пород в связи с эволюцией осадконакопления.— Сов. геология, 1973, № 12, с. 81—96.
20. Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.
21. Хальд А. Математическая статистика с техническими приложениями. М.: Изд-во иностр. лит., 1956. 664 с.
22. Чистяков В. Г. О природе дефицитов размерных фракций терригенных пород.— Вестн. ЛГУ. Сер. геол., геогр., 1970, № 24, с. 136—141.
23. Шубников А. В. Симметрия подобия.— Кристаллография, 1960, т. 5, вып. 4, с. 489—496.
24. McKinney T. F., Friedman G. M. Continental shelf sediments of Long Island, New York.— J. Sediment. Petrol., 1970, v. 40, № 1, p. 213—248.

Пермский государственный университет

Поступила в редакцию
17.XII.1980

УДК 552.574(571.56)

ПЕТРОГРАФИЯ УГЛЕЙ УСМУНСКОГО РАЙОНА ЮЖНО-ЯКУТСКОГО БАСЕЙНА

БОГДАНОВА Л. А.

Охарактеризованы газовые и жирные угли континентальных отложений юры. Основными компонентами гумусовых углей являются сохранившие клеточное строение остатки травянистых и кустарниковых растений, обитателей низинных сильно обводненных болот. Они продуцировали в малом объеме споры и пыльцу, имели слабо развитые защитные ткани.

При углефикации компоненты углей изменялись неодинаково интенсивно, в частности скорость преобразования альгинита была выше, чем у витринита.

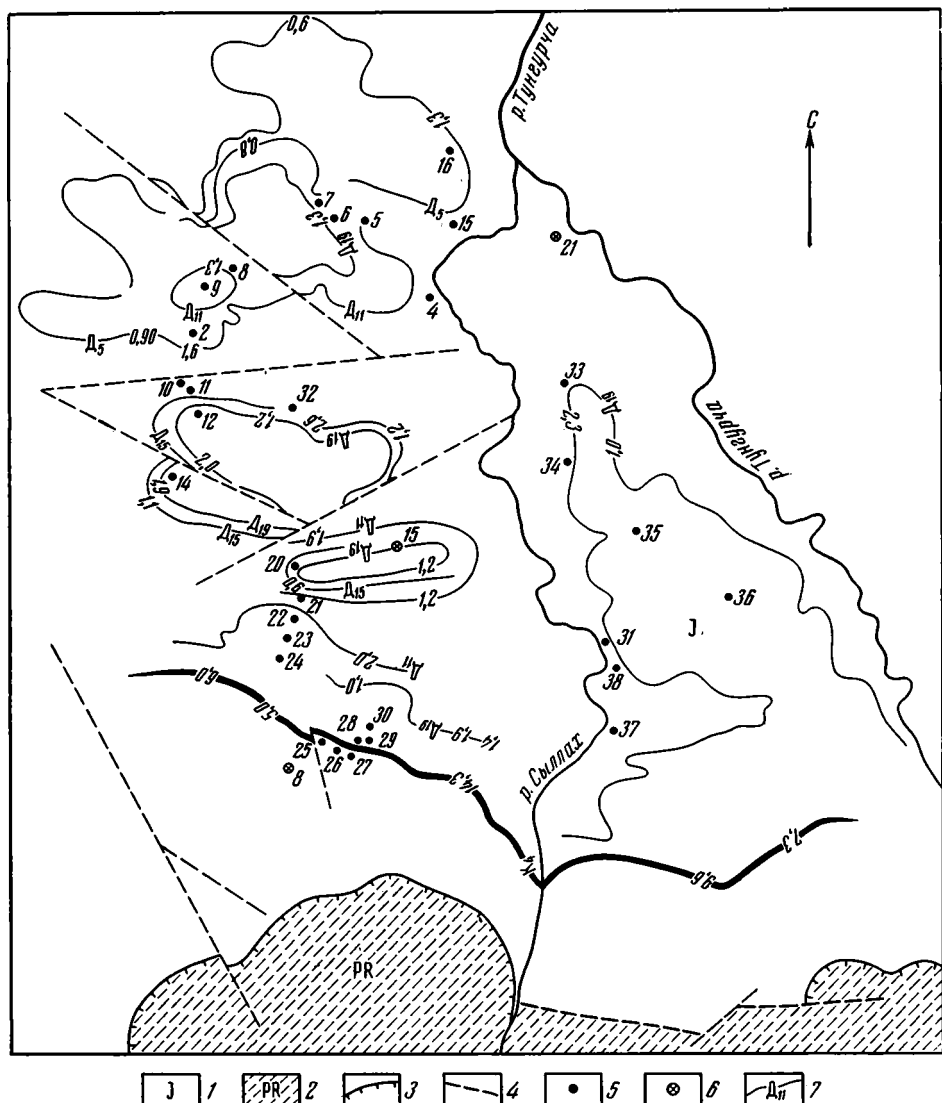
Исследование наименее измененных постдиагенетическими процессами углей Усмунского района — важное звено в познании особенностей качества южноякутских углей в целом. Данный район является западной частью Чульманской впадины, в котором, по сведениям А. Н. Пахомова и В. М. Власова, юрская угленосная толща имеет общую мощность до 1300 м и содержит не менее 40 угольных пластов. Наиболее угленасыщены отложения дурайской (I_2) и кабактинской (I_3) свит. В первой из них установлено четыре пласта мощностью от 0,7 до 2,4 м (D_5 , D_{11} , D_{15} , D_{19}), во второй — шесть пластов с рабочими мощностями (K_3 , K_4 , K_8 , K_{12} и K_{14}), из которых K_4 достигают 11 м. А. М. Прилуцким [10] приводится обобщенная характеристика углей района в целом. Угли отличаются высоким содержанием гелифицированных микрокомпонентов, из которых доминирует основная масса, тогда как структурные ткани составляют не более 24% от органической части. Обращается внимание на малое содержание фюзенизированных (до 5%) и липонидных (до 2%) микрокомпонентов, присутствие единичных водорослей рода *Pila* в углях всех пластов толщи, а также отмечаются сапропелево-гумусовые угли, в которых содержание альгинита достигает 70%. Автор указывает на повышенное, до 24%, содержание структурных витренов в пласте D_{15} и присутствие сапропелево-гумусовых углей в пласте D_{19} . По его данным, степень метаморфизма углей в пределах района возрастает с запада на восток от II_2 — II_3 до III_3 — IV_1 стадий; технологические марки Ж и КЖ. В настоящей статье излагаются результаты изучения петрографии углей Сыллахского месторождения Усмунского района. Угли собраны из обнажений, отвалов канав и штолен, пройденных в 1972 г., а также керна скважин (фиг. 1).

1. МИКРОКОМПОНЕНТЫ УГЛЕЙ

1.1. *Группа витринита* (Vt) представлена коллинитом (Vt_1), атритовитринитом (Vt_1^a) и теллинитом (Vt_2). Коллинит и атритовитринит редко слагают целиком угольную массу, чаще вместе с теллинитом они служат углеобразователями и, как правило, близки к нему по исходному растительному веществу. В подгруппе теллинита объединены остатки фрагментов гелифицированных растительных тканей, в той или иной степени сохранивших клеточную структуру (α -, β -, γ - Vt) или полностью ее утративших, но имеющих контуры (Δ — Vt). Исключительный интерес представляют остатки целых органов растений — фитералы.

1.1.1. Остаток стебля древесного растения с размерами от $0,05 \times 1$ до $0,1 \times 3$ мм, редко до 10×35 мм¹. Центральную часть его составляет кси-

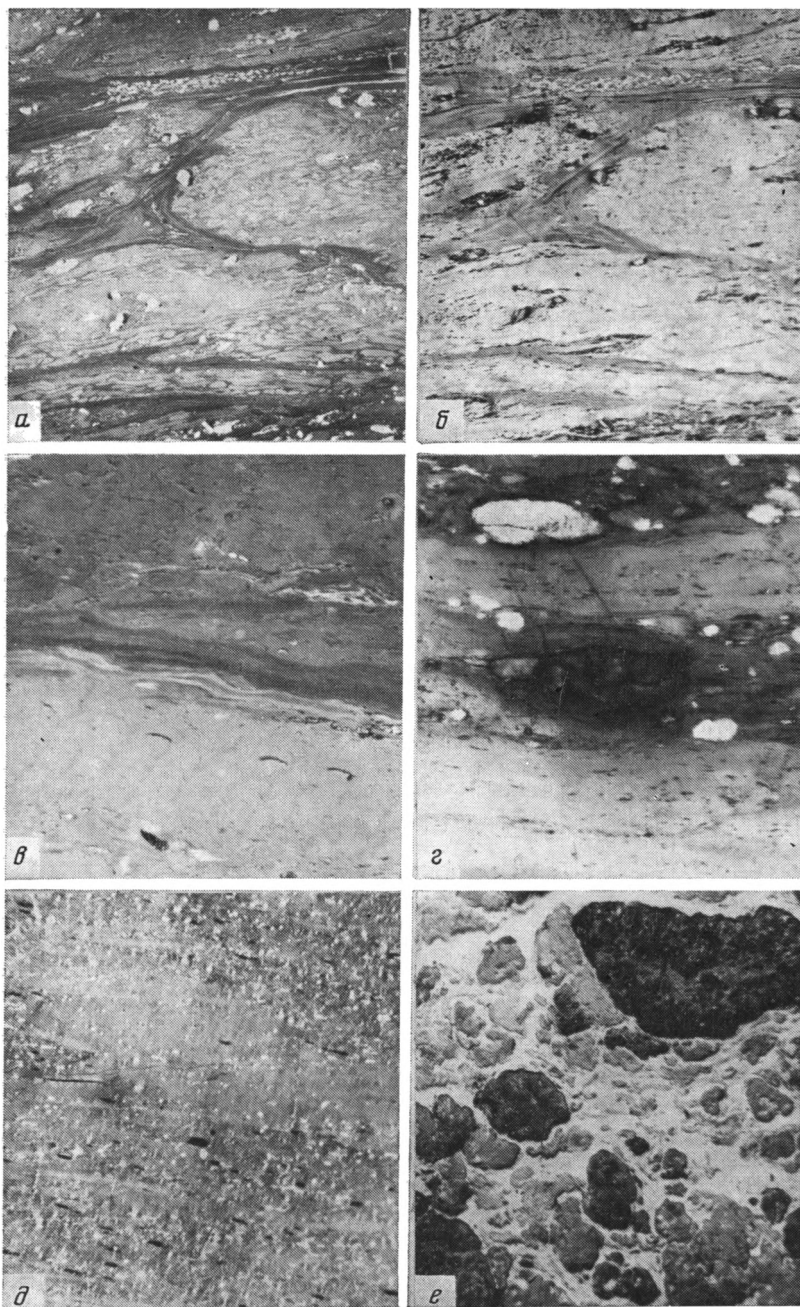
¹ Приводятся размеры по срезу, нормальному к наслоению.



Фиг. 1. Схема расположения точек отбора углей Сыллахского месторождения
 1 — отложения юрского времени; 2 — отложения протерозойского времени; 3 — региональные разломы; 4 — разломы местного характера; 5 — точки отбора углей; 6 — скважины; 7 — выходы угольных пластов под четвертичные осадки (по данным А. Н. Пахомова)

лема (γ -, Δ -ксилинит), у которой наблюдается наиболее темный оттенок красно-оранжевого цвета и слабая поляризация в проходящем свете, более светлый оттенок в отраженном свете. Далее располагаются ткани перидермы, в которой чередуются более светлые и более темные волокна тканей паренхимного вида. Стебель имеет узкий слой коровой ткани, иногда содержащий суберин (γ -феллинит с суберинитом). Феллинит несколько светлее ксилинита и при скрещенных николях ярче его поляризует свет. В отраженном свете феллинит темнее ксилинита. Остатки таких стеблей широко распространены в гелитовых углях. Возможно, они принадлежат гинкговым. Для современных гинкговых характерно сильное развитие ксилемы, узкая кора, отсутствие смолы [8]. В составе флоры южноякутской формации этот род растений упоминается в числе доминантов [2].

1.1.2. Стебель травянистого растения с тканью паренхимного вида (γ -паренхинит) и размерами от $0,03 \times 0,9$ до $0,1 \times 10$ мм (фиг. 2, а, б). В центре его иногда наблюдается ткань красно-оранжевого цвета — кси-



Фиг. 2. Фотографии шлифов (а—д) и аншлифа (е) углей Сыллахского месторождения
 а — клареновый уголь из стеблей травянистых растений с паренхимной тканью (1.1.2), увел. 200, без анализатора, точка наблюдения 25; б — тот же объект, николи скрещенные; в — стебель травянистого растения с коровидной тканью (1.1.3) и его атрит — нижняя половина фотографии; верхняя половина, по-видимому, остатки листовой паренхимы и стеблей кустарниковых растений, увел. 200, без анализатора, точка наблюдения 21; г — касьянитовый уголь с телинитовой микротекстурой. Линзы светлого γ-Vt — фитерал 1.1.2. В центре — Pila желто-коричневого цвета, через линзу витринита над ней две разной величины желтые Pila, увел. 360, без анализатора, точка наблюдения 25; д — касьянитовый уголь, общий вид, черные мелкие включения — Pila, увел. 35, без анализатора, точка наблюдения 4; е — богхедовый уголь, видны Pila разн. величины и оттенка серого цвета, увел. 360, без анализатора, иммерсия, точка наблюдения 23; фото д — уголь стадии III; на остальных фото — угли стадии II

Отражательная способность $R^0_{\max}$, микрокомпонентов углей

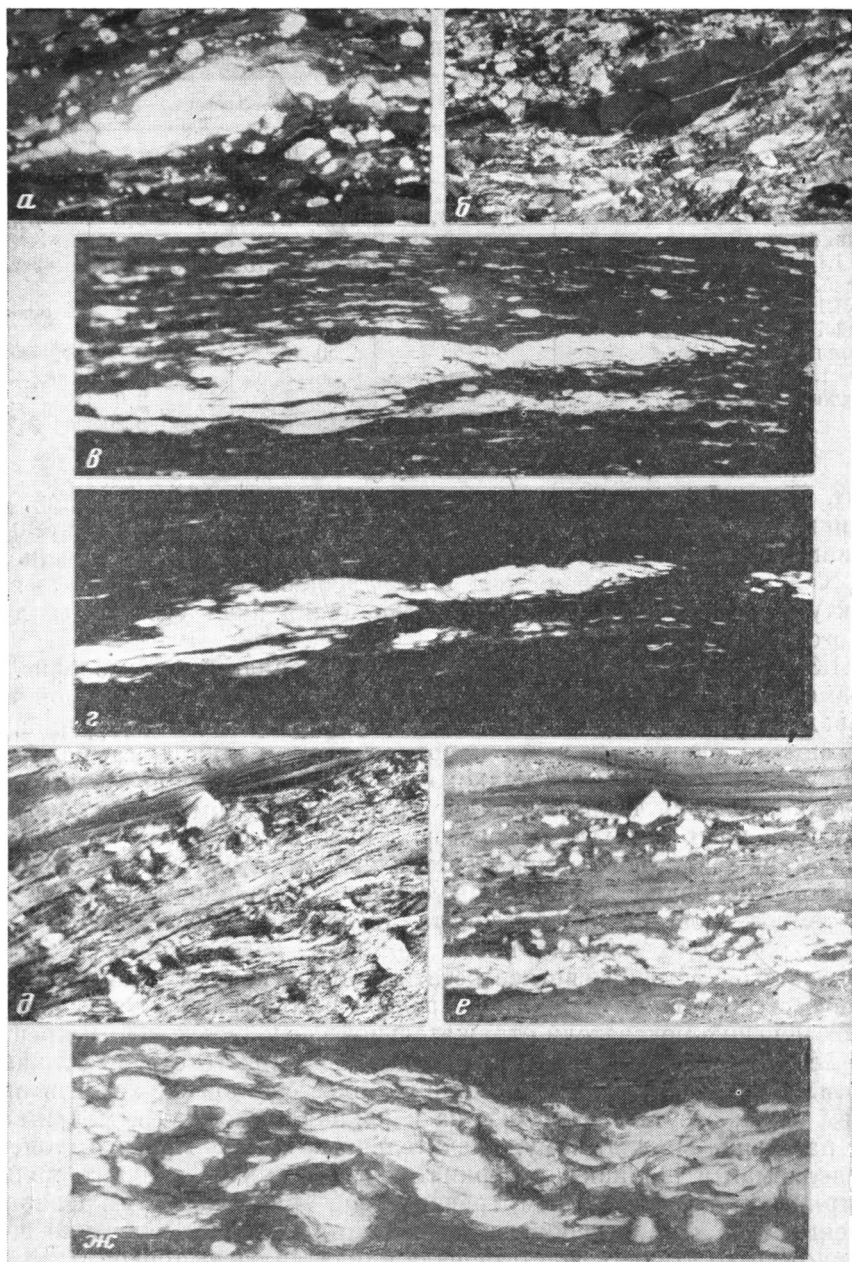
Микрокомпонент	Стадия углефикации			
	Г-II	Ж-III	К-IV	ОС-V
Графитинит	1,0—2,10	1,30—2,0	2,10—3,0	3,50
Фюзинит	0,80—1,10			
Vt ₂ — 1.1.1, древесинный, ксилит	0,75—0,85	0,80—1,10	1,50—1,70	1,80—2,20
Vt ₂ — 1.1.2, травянистый	0,62—0,65	0,64—0,75	1,30—1,65	
Vt ₂ — 1.1.3, травянистый	0,63—0,64	0,70—0,78		
Vt ₁ -коллинит	0,56	0,75		
ΔVt — 1.1.6 (таллом?)	0,30—0,40	0,50—0,65	—	
L-споринит и кутинит	0,25—0,30	0,53—1,20	1,70—2,0	
Alg	0,10—0,15	0,15—0,60	1,60—2,20	2,75

линит. Большая часть или весь стебель состоит из более светлой, чем ксилинит, ткани с радиально вытянутыми крупными тонкостенными клетками (γ -паренхинит). Края стебля неровные; кутикула очень тонкая, желтая, редко сохраняется. В отраженном свете хорошо видна структура паренхинита травянистого растения, цвет его темнее древесинного ксилинита.

1.1.3. Стебель травянистого растения с коровидной тканью (фиг. 2, в) и размерами до $0,3 \times 1$ мм, редко до 1×4 мм. Клетки коровидной ткани субквадратные шириной 0,001—0,0015 мм, выпуклы к периферии, располагаются ровными рядами, направленными радиально; количество клеток не у всех стеблей одинаково — от 5 до 18. В радиальном срезе стебля коровидная ткань выглядит сплошным рядом тонкостенных сосудов, лишенных каких-либо перегородок. В центре такого среза иногда видна ткань ксилемного облика, составляющая не более $\frac{1}{3}$ стебля. Стенки клеток коровидной ткани очень тонкие, в проходящем свете они красные, темнее древесинного ксилинита, тогда как полости клеток более светлого красно-оранжевого цвета. Поэтому по окраске весь остаток травянистого растения светлее остатков древесного растения. В отраженном свете остатки данного и предыдущего травянистых растений имеют меньшие показатели отражательной способности, чем у древесинного ксилинита (табл. 1). Коровидная ткань данного стебля отличается от феллемы древесных форм растений более светлой окраской в проходящем свете, отсутствием суберина и принадлежностью к мелким формам растений. По-видимому, значительная часть микрокомпонентов, определяемая в [1] как γ -суберинит и в [6] как γ -феллинит, является γ -витринитом, образованным травянистыми растениями. Травянистые растения 1.1.2 и 1.1.3, вероятно, были влаголюбивыми или даже водными, у которых кутикула отсутствовала или была очень тонкой.

1.1.4. Склеренхимная ткань встречена лишь в одном образце телинтового гелита и подобна известному в литературе γ -склеренхиниту [9]. По оптическим свойствам она близка ксилиниту древесных растений.

1.1.5. Лист. Листовые остатки разнообразны. а) Тонкий лист шириной 0,3—1 мм с мелкокомковатым паренхинитом. Кутикула его тонкая, желтая, без зубчиков, не всегда сохраняется. б) Лист овальной формы, неширокий, размером $0,08—0,12 \times 0,8$ мм с крупнокомковатым или бесструктурным паренхинитом, с тонкой ровной желтой кутикулой. Подобные остатки И. Э. Вальц [1] диагностирует как листья хвойного. в) Лист с несколькими кутикулами размером до $0,03 \times 6$ мм. Паренхинит листа мелкокомковатый, кутикулы тонкие или средней толщины, с ровными краями или с зубчиками, располагаются вокруг паренхинита в несколько слоев (2—5), разделенных витринитом. г) Лист очень тонкий и широкий, размером $0,05—0,13 \times 0,3—4$ мм, с Δ -паренхинитом, с толстой четко выраженной светло-желтой кутикулой. Последняя с редкими зубчиками на внутренней стороне и с петлеобразными выступами на внешней, ча-



Фиг. 3. Фотографии шлифов углей Сыллахского месторождения
а — богхедовый уголь, стадия III. Водоросли *Pila* от светло-оранжевого до коричневого, в центре — линза Δ -Vt (1.1.6) красно-оранжевого цвета, увел. 200, без анализатора, точка наблюдения 32; **б** — тот же объект, николи скрещенные (видна слабая поляризация Vt по сравнению с Alg); **в** — водоросль, близкая роду *Rivularia*, — овальное светлое тело в центре, микроспоры и отдельные нити водоросли — мелкие светлые штрихи, снято на контрастную пленку, увел. 230, без анализатора, точка наблюдения 12; **г** — тот же объект в люминесцентном микроскопе; **д** — *Rivularia* (?) — светлое вытянутое тело в нижней половине фото и окружающий его γ -Vt (1.1.2), увел. 200, без анализатора, точка наблюдения 25; **е** — тот же объект, николи скрещенные; **ж** — тот же объект, увел. 600, без анализатора

сто волнистая. По оптическим свойствам паренхимит всех листьев близок ксилиниту древесных остатков.

1.1.6. Стебель (таллом?) водного растения (фиг. 3, **а**, **б**) имеет вид линзы Δ -Vt с неровными краями, размером $0,05-0,13 \times 0,3-2$ мм. В проходящем свете он красновато-желтый, более бледных оттенков, чем сте-

бель 1.1.2, при скрещенных николях становится серовато-желтым, близким по цвету к L; в отраженном свете стебель водного растения имеет наименьшие величины отражательной способности по сравнению с витринитами вмещающего пласта (см. табл. 1). Он встречен только в богхедах. А. И. Гинзбург [3] определяет этот фитерал как остаток донных водорослей и называет «псевдовитринитом». Действительно, возможно, что данный компонент является остатком бентосных красных водорослей. Об этом свидетельствует его гелеобразная консистенция, иные оптические свойства по сравнению с витринитом из высших растений, отсутствие кутикулы, парагенез с альгинитом. Помимо рассмотренных фитералов в составе теллинита наблюдаются остатки органов спороношения, корней и ряд неопределимых тканей, близких по оптическим свойствам ксилиниту.

1.2. *Группа фюзинита (F)* представлена аттрито-фюзинитом (F_2), семифюзинитом (F_1), ортофюзинитом (F_3), склеротинитом (F_4). Эти компоненты, являющиеся остатками различных растительных тканей, в углях встречаются редко.

1.3. *Группа липоидинита (L)* состоит из микроспоринита и макроспоринита (L_1), кутинита (L_2), резинита (L_3), суберинита (L_4). Микроспоры часто с прекрасной сохранностью, размерами от 0,03 до 0,09 мм. В аттритовых гелитолитах наблюдается и аттрито-L, в том числе микроспоровый. Макроспоры встречаются крайне редко. В газовых углях споры окрашены в густой желтый цвет, при скрещенных николях становятся тусклыми, серо-желтыми, в отраженном свете — темно-серые, изотропны. У макроспоры $R_{\max}^0 = 0,20$ при $R_{\max}^0 = 0,70$ у витринита. Кутинит разнообразен по форме, как и остатки листьев (см. выше). По оптическим свойствам он близок к L_1 . Исключение составляет кутикула листа 1.1.5, г, которая в проходящем свете более светлая и ярко поляризует при скрещенных николях, а в отраженном свете более темная, $R_{\max}^0 = 0,10$. Встречаются отдельные экземпляры спор и кутикул коричневого цвета, как F_1 . Суберинит встречается в составе коровых тканей, отдельными волокнами и в виде аттрита. Суберинит и резинит по оптическим свойствам близки спориниту. Из группы липоидинита наиболее распространены споринит и кутинит, остальные встречаются редко. Под люминесцентным микроскопом МЛ-1 липоидинит газовых углей имеет тусклый красновато-желтый цвет, за исключением кутикулы фитерала 1.1.5, г, у которого яркое зелено-голубое свечение, подобное свечению альгинита.

1.4. *Группа альгинита (Alg)*. В усмунских углях наблюдаются водоросли рода *Pila* и ранее неизвестные компоненты, близкие по своим свойствам альгиниту.

1.4.1. Альгинит образован остатками водорослей рода *Pila*. В газовых углях талломы *Pila* разнообразны: бесструктурные и с отчетливо выраженной структурой, размером 0,02—0,3 мм. Более темные, крупные и структурные талломы, вероятно, представляют более зрелые колонии (фиг. 2, г, д). В проходящем свете при скрещенных николях альгинит выглядит ярче, чем при одном поляризаторе и ярче всех витринитов. В отраженном свете все водоросли темнее Vt, при скрещенных николях изотропны (табл. 1). Под микроскопом МЛ-1 альгинит имеет зелено-голубое свечение, причем по яркости выделяются более светлые в проходящем свете талломы.

1.4.2. Альгинит возник из водорослей, близких роду *Rivularia* (фиг. 3, в—ж); изучены обр. 1837, 3407, 140, последний из коллекции В. М. Власова. Это растительные остатки, по оптическим свойствам близкие альгиниту, а по морфологии напоминающие современную пресноводную ривулярию из отдела синезеленых водорослей [4, 5]. Современные ривулярии представляют собой нитевидные водоросли, одиночные или групповые, которые образуют студенистые дерновинки, шаровидные или полшаровидные, свободноплавающие или прикрепленные колонии диаметром 0,12—1,65 мм, при надавливании легко распадаются на отдельные нити. Нити (трихомы) располагаются радиально, к вершине утончаются. Обитают в планктоне рек, озер, болот, на камнях, на

водных растениях, опавших листьях. В угольных шлифах и аншлифах, нормальных к наслоению, наблюдаются колонии ривулярий в виде самостоятельных овальных включений среди витринита, в виде бахромчатого обрамления линз витрена, а также групповые или одиночные талломы в виде штрихов. В шлифе водоросль желтого цвета, светлее споринита. Колонии достигают 0,2—0,4 мм в диаметре, отдельные нити 0,02 мм длины и 0,002 мм ширины. У колоний шагреневая структура, неровный, с округлыми выростами контур, в отдельных экземплярах видны расположенные радиально нити. Колонии, оконтуривающие линзы витрена, являются, вероятно, эпифитной формой либо ранней эпифитной стадией развития данного рода. В ней более отчетливо видны нити водоросли с округленным внешним краем и ровным краем, примыкающим к витриниту. Нити рыхло примыкают друг к другу, образуя бахромчатую кайму шириной до 0,09—0,18 мм. Иногда на верхнем и нижнем по наслоению краях линзы витрена колония сильно сжата и напоминает широкую кутикулу, но она светлее кутинита, имеет ровный внутренний (у витринита) край и неровный внешний. При анализаторе ривулярия окрашена в серовато-желтый цвет и значительно светлее L, изотропна; в отраженном свете она темно-серая, темнее L. При $R_{\max}^0 = 0,68—0,70$ у Vt ривулярия имеет $R_{\max}^0 = 0,10—0,15$. Под микроскопом МЛ-1 она дает яркое голубовато-зеленое свечение (см. фиг. 3, з). Количество ривулярий в шлифах не превышает 1% от суммы органических компонентов.

1.5. *Группа графитинита* (Grf). В ней выделяются кристаллический Grf₁, каемчатый Grf₂ и фрагментарный Grf₃, графитинит [9]. Все эти компоненты встречаются в усмунских углях в виде единичных включений среди Vt.

2. ТИПЫ УГЛЕЙ

В Усмунском районе угли относятся к четырем вещественно различным группам: гумиты, сапрогумиты, гумитосапропелиты и сапропелиты. Гумиты наиболее распространены, представлены классом гелитолитов и разделяются на два типа: гелитовый и гелититовый. Остальные группы содержат по одному типу каждая, играют подчиненную роль в сложении угольных пластов. Гелитовый (клареновый) уголь — основной пластообразующий тип в Усмунском районе. Он редко представлен блестящей мало минерализованной разновидностью. Присутствие значительного количества (>15%) минеральных примесей снижает его блеск, крупнокристаллические минеральные включения (главным образом каолинит) обуславливают зернистость угля. Послойное распределение минеральной составляющей, а также чередование пелитовых и крупнокристаллических ее разностей придают углю слоистость или листоватость. Среди гелитов редко встречаются угли с коллинитовой микроструктурой, большая часть их теллититовые. Микротекстура их, как правило, слоистая: слойки из остатков древесинных и листовых тканей чередуются со слойками, состоящими целиком из стеблей травянистых растений. Древесинные ткани в большинстве своем представляют остатки мелких форм растений, по-видимому, кустарника.

Гелититовый (дюрено-клареновый) уголь в точке 2 крупнотеллититовый, со слоистой текстурой. В нем чередуются листовый паренхит с остатками травянистых растений. К первому приурочены кутикулы, часто многослойные, а также альгинит и споринит. В точке 4 гелититовый уголь состоит из аттрито-Vt и мелких γ- и Δ-Vt. В нем многочисленны обрывки кутикулы, споры, мелкие смоляные зерна, некрупные водоросли, принадлежащие роду *Pila*. В угле много кристаллов каолинита, кварца, пелитового материала. Альгинито-гелитовые (касьянитовый и кеннелевый) угли внешне полублестящие черные, с черной чертой, однородные, слитные, со ступенчатым изломом, с мелкоглазковой поверхностью излома, эндокливаж 3—5 мм, нечетко выражен. В касьяните углеобразующими компонентами являются преимущественно остатки коровидных травянистых растений (1.1.3) и их аттрит. Кеннель состоит преимущественно из аттрито-витринита, по-видимому, разного происхождения.

В нем относительно много аттрито-фюзинита, микроспор и обрывков кутикулы. В обоих типах этих сапрогумитов наблюдаются водоросли рода *Pila* различного цвета, от коричневато-желтых и красных до черных, диаметром 0,03—0,1 мм, редко до 0,3 мм. Они размещаются среди теллинита или аттрита, иногда образуют цепочковидные включения, соединяясь между собой как бы расплывшимися полурастворившимися водорослями. Наибольшее распространение имеют касяниты (табл. 2).

Гелито-альгитовый (касянито-богхедовый) уголь в куске матовый, серовато-черный, с гладкой поверхностью наслоения, листоватый благодаря послойному распределению глинистого материала. Микротекстура угля слоистая. Широкие, до 1 мм, слои состоят из талломо-альгинита, принадлежащего водоросли *Pila*. Талломы прекрасной сохранности, мелкие и средних размеров (0,02—0,1 мм), от светло-коричневого и красного цвета до черного. Между талломами располагаются аттрито-*F*, редко микроспоринит, суберинит (?), обрывки кутикул. Узкие слои состоят из аттрито-*Vt*, а также γ - и Δ -*Vt* (1.1.3), с редкими водорослями *Pila* и микроспорами, содержат кристаллы каолинита и кварца. Споро-гелито-альгитовый (кеннель-богхедовый) уголь в куске полуматовый, черный, с коричневато-черной чертой, однородный, массивный, с гладкой поверхностью наслоения, с раковистым изломом. Микроструктура его аттритовая. Он состоит из аттрито-*Vt*, некрупных включений γ - и Δ -*Vt*, между которыми равномерно распределяются талломы водорослей *Pila* и их аттрит. Водоросли не одинаковы по размеру, диаметром 0,01—0,5 мм, и по цвету — от желто-коричневых до черных, редко наблюдаются мелкие, ярко-желтые водоросли диаметром 0,03—0,08 мм. В угле много липидинита, среди которого отдельные включения представляют типичные микроспоры, остальные выглядят короткими расплывшимися обрывками их. Наблюдается аттрито-*F*, α -, β - и γ -*F*, *Crf*. Из минеральных примесей преобладают кристаллы каолинита.

Альгитовый (богхедовый) уголь по внешнему виду отличается от других типов легкостью, высокой крепостью и вязкостью, от спички тлеет, издает запах жженой резины. По структуре эти угли различны: одни однородны, массивны, слитны, с крупнораковистым изломом (точки 6—20), в других наблюдается неравномерное чередование слоев из слитной массы со слоями комковатого сложения. У последних при длительном выветривании обнаруживается как бы мелкоглыбовое строение комковатых слоев и обволакивание их слитными слоями. Крупные (0,1—0,5 м) лохматые обломки выветрелого слоистого богхеда встречаются в пойме р. Сыллах и на водоразделах вблизи ее. Разнообразие микроструктуры богхедов определяется количественным соотношением талломов водорослей *Pila*, их аттрита, линз Δ -*Vt* (1.1.6), а также величиной и цветом этих компонентов. В точке 6 наблюдаются как альгиты, целиком сложенные талломами водорослей разной величины (0,08—0,3 мм), так и альгиты, в которых аттрит как бы цементирует талломы. Интересен уголь точки 7 (в табл. 2 он приводится в группе кеннель-богхедов). Этот гелито-альгит (?) почти наполовину сложен Δ -*Vt* (1.1.6), а альгинит и аттрит его темно-бурого цвета почти бесструктурен с расплывшимися контурами. Уголь отнесен к гелито-альгиту условно, поскольку неясна природа Δ -*Vt* (1.1.6). По блеску он близок гелиту, но отличается большей вязкостью, легкостью. В точках 9 и 22 альгит представлен аттритовой разностью и состоит из мелких, до 0,005 мм, обломков водоросли *Pila*; вместе с тем в нем имеются талломы этой водоросли хорошей сохранности, некрупные, но в резко подчиненном количестве. В угле много микроспор и обрывков тонкой кутикулы. Помимо Δ -*Vt* (1.1.6) встречается γ -*Vt* (1.1.3), аттрито-*F*. В точке 12 наблюдается альгит с микрослоистой текстурой. Слои некрупных (до 0,1 мм) светлых, слабо структурных водорослей *Pila* постепенно сменяются слоями с желто-коричневыми крупными (до 0,3 мм), четко структурными водорослями *Pila*. Между всеми видами *Alg* располагается мелкий Δ -*Vt* (1.1.6), редко мелкий листовый паренхинит с тонкой кутикулой. Слоистость, вероятно, отражает сезонную продуктивность водорослей. В ос-

Состав микрокомпонентов углей

Точка наблю- дения	№ образца	Индекс пласта	Внешний вид угля; мощность слоя, интервал, м	Микрокомпоненты углей, %										R ⁰ _{max} Δ Vt+Vt ₁ древесина- ный	Метаморфизм		
				Витрицит					F	L	Alg	стадия	класс по ГОСТ- 21489-76				
				травянистый		листо- вой 1.1.5	древе- синный	Vt ₁							Σ Vt		
				1.1.2	1.1.3												
Гелит (клареновый уголь)																	
	419	D ₁₉	Скв. 15; 18,3—19,3	—	—	1	5	94	100	—	—	—	0,80	Ж	12		
37	1874	K?	Полублестящий, 0,10	72	—	5	18	3	98	—	1	1	0,77	Ж	12		
37	1875	»	Блестящий, 0,20	76	—	4	10	1	91	<1	6	2	0,75	Ж	12		
37	1876	»	» 0,20	69	—	3	20	1	93	<1	4	2	—	Ж			
15	1838	D ₅ ?	» отвалы	—	—	42	51	6	99	—	0,5	0,5	—	Ж			
15	1840	»	»	30	21	2	15	30	98	—	1	1	—	Ж			
5	1817	D ₁₁ ?	Матовый »	2	50	10	10	23	95	3	1	<1	—	Ж			
5	1818	»	Полублестящий »	—	20	—	—	78	98	1	1	—	—	Ж			
5	1819	»	Блестящий »	—	21	—	—	77	98	1	1	<1	—	Ж			
5	1820	»	» »	4	5	3	1	81	94	1	2	3	—	Ж			
4	1811	Ниже D ₅	» 0,03	1	—	40	51	4	96	—	2	2	—	Ж _в			
8	1828	D ₁₅ ?	» отвалы	6	21	5	2	60	94	—	5	1	0,71	Ж _в	11		
2	1804	D ₁₅ ?	»	27	20	3	16	32	98	—	1	1	0,70	Г _в	11		
12	1832	D ₁₅ ?	Полублестящий, отвалы	40	—	2	50	3	95	<1	4	1	0,64	Г	11		
	3407	?	Скв. 8. 480,0—481,0	2	12	4	3	61	82	1	16	1	0,69	Ж _в	11		
	3406	?	Полублестящий 448,25—448,95	—	—	—	100	—	—	—	—	—	—	Ж _в			
	3409	?	» 406,5—411,5	—	—	6	61	30	97	Ед.	3	Ед.	0,77	Ж _в	12		
	3405	K ₄ ?	» 379,0—385,1	23	31	5	3	30	92	2	5	1	0,70	Ж _в	11		
	3405a	K?	» То же	—	—	5	59	32	96	3	1	Ед.	0,80	Ж _в	12		
	3404	?	» 262,0—263,6	—	—	2	68	9	99	1	Ед.	—	—	Г			
	3403	?	» 255,0—257,1	80	—	2	15	1	98	Ед.	2	Ед.	—	Г			
	3402	?	» 86,90—87,8	73	—	5	2	18	98	Ед.	2	Ед.	—	Г			
	3401	?	» 60,6—61,3	90	—	—	3	6	99	Ед.	1	Ед.	—	Г			
	3400	?	» 49,95—51,2	—	—	2	81	14	97	—	3	—	0,64	Г	11		
34	1869	D ₁₅ ?	Полуматовый, отвалы	—	91	1	—	5	97	1	2	Ед.	—	Ж			
34	1870	»	Полублестящий »	—	90	1	—	5	96	1	3	Ед.	—	Ж			
21	1848	»	Блестящий »	44	50	—	—	5	99	Ед.	1	Ед.	—	Г			
21	1850	»	Матовый »	35	51	1	1	10	98	—	1	1	—	Г			
25	1854	K ₄ ?	Блестящий »	31	49	1	5	10	96	—	3	1	—	Г			
25	1856	»	Полублестящий »	20	—	5	68	4	97	—	2	Ед.	0,64	Г	11		

25	1858	»	Блестящий	»	20	2	16	54	1	93	—	6	1	0,78	Г	12
25	1855	»	»	»	—	2	3	1	85	91	Ед.	8	1	—	Г	
27	1861	Д?	Полуматовый	»	38	—	18	25	11	92	Ед.	5	2	0,74	Г	11
28	1862	»	Полублестящий	»	—	—	21	53	22	96	—	4	—	—	Г	
29	1863	»	Блестящий	»	—	—	18	28	52	98	—	2	—	0,71	Г	11
30	1864	»	Полублестящий	»	18	2	19	53	4	96	Ед.	4	Ед.	0,64	Г	11
38	1878	»	Блестящий, 0,07		60	5	10	3	19	97	—	1	1	0,81	Ж _в	12
	364	К ₄	Скв. 17; 73,3—74,4		2	—	20	5	40	95	Ед.	4	1	0,87	Ж _в	13
			Блестящий													

Гелит (дирено-клареновый уголь)

4	1814	Ниже Д ₆	Блестящий, 0,10		—	9	5	—	55	69	—	30	2	0,89	Ж _в	13
2	1801	Д ₁₅ ?	» отвалы		—	42	25	—	10	77	—	22	1	—	Г _в	

Альгито-гелит (каस्याнитовый и кеннелевый угли)

16	1841	Д ₅	Полублестящий, отвалы		3	30	1	—	47	81	1	6	13	0,77	Ж _в	12
4	1809	Ниже Д ₅	Блестящий 0,05		3	50	5	—	23	81	1	3	15	—	Ж _в	
4	1815	»	» 0,08		1	3	1	2	78	85	5	5	5	—	Ж _в	
2	1802	Д ₁₅ ?	Матовый, отвалы		1	4	—	—	76	81	1	3	15	—	Г _в	
10	1830	Д ₁₅ ?	То же		3	4	2	—	61	70	4	1	25	—	Г	11
32	1866	Д ₁₁ или Д ₁₅ ?	Блестящий, отвалы		—	18	—	2	65	85	1	3	11	0,68	Г	
33	1868	Д ₁₁	Полуматовый, отвалы		1	12	1	—	68	82	Ед.	2	15	—	Ж	
20	1843	Д ₁₃ ?	Блестящий	»	14	41	1	—	25	81	Ед.	4	15	—	Г _в	
26	1860	Д?	Полуматовый	»	—	10	—	—	63	73	Ед.	10	15	—	Г	
12	1833	Д ₁₅ ?	»	»	3	—	3	1	79	86	<1	8	5	0,62	Г	11
11	1831	Д ₁₆ ?	Полублестящий, 0,50		—	—	—	—	66	66	—	21	13	0,56	Г _н	11

Гелито-альгит (кеннель-богхедовый уголь)

32	1867	Д ₁₁ или Д ₁₅ ?	Полуматовый, отвалы		—	2	1	—	25	28	1	10	61	—	Г	
34	1871	Д ₁₅ ?	То же		8	10	—	—	—	18	Ед.	1	80	—	Ж	
24	1853	Д ₁₉ ?	»		5	10	1	1	23	40	—	5	55	0,56	Ж _в	11
7	1826	Д ₁₉ ?	Полублестящий, отвалы		60	—	—	—	1	61	—	2	39	—	Ж	
7	1827	»	То же		50	—	—	—	9	59	—	2	41	—	Ж	

№ образца, место отбора	Тип угля	W ^a , %	A ^c , %	V ^r , %	d, г/см ³
1831	Кеннель	2,01	11,0	45,1	1,28
Уклон 3	150 м пл. D ₁₅ , пластовая проба	1,0	14,5	39,1	—
1821	Богхед	0,81	7,0	55,2	1,16
Скв. 15	17,3 м, кларен	0,82	3,1	37,1	—
Скв. 15	21,3 м, богхед	0,86	14,4	43,1	—
1814	Дюрено-кларен	1,41	12,0	26,7	1,32
Скв. 2798	32,8 м, пл. Г ₁₈ , кларен	1,27	25,3	17,9	1,28
»	77 м, пл. Г ₁₇ , касьянит	1,91	14,7	18,5	1,31

Примечание. Стадии метаморфизма даны по петрографическим признакам. Химический анализ Г. Л. Сцепнянской.

тальных точках наблюдается альгит с характерной комковато-слоистой структурой. Комковатые слои имеют талломно-аттритовый состав. Неправильные овалы диаметром 30—50 мм, подобно комьям снега, образованы по окружности наслоенными скоплениями аттрита и талломов. Слитные слои состоят из хорошо сохранившихся талломов диаметром 0,2—0,5 мм. Границы слоев неровные, повторяют рельеф, созданный овалами. В слоистости угля, по-видимому, проявилось чередование условий местной аллохтонии и спокойного накопления сапропеля.

3. МЕТАМОРФИЗМ УГЛЕЙ²

Результаты изучения углей Сыллахского месторождения и ранее проведенных исследований углей отдельных месторождений Алдано-Чульманского района дают представление о характере преобразования органической составляющей углей Южно-Якутского бассейна в ряду метаморфизма от II до V стадий. На II стадии оптические свойства органических компонентов еще в значительной мере определяются типом исходного растительного материала (см. табл. 1). На III стадии в группе витринита на фоне общих углефикационных изменений различные компоненты сохраняют те особенности, которые связаны с природой растения. Из группы липоидинита отдельные компоненты превращаются в F, другие в Grf, но большая часть из них сближается по свойствам с Vt. Альгинит углефицируется наиболее интенсивно. На ранней подстадии жирных углей еще хорошо заметна структура талломов, на поздней — водоросль выглядит почти бесструктурным овальным телом. Цвет водорослей различный, от желтого до бурого, однако преобладают темные тона, особенно на поздней подстадии (III₃). Более разнообразны водоросли в сапрогумитах (фиг. 2, e) и гумитосапропелитах, многие из них по цвету и анизотропии сравниваются с красно-оранжевым Vt, но определенная часть, та, что темнее и светлее Vt, окрашена в ярко-желтый и ярко-красный цвета при скрещенных николях. В богхеде водоросли преимущественно желто-коричневые и бурые; светло-желтые экземпляры единичны. При скрещенных николях они оранжевые и красные, значительно более яркие, чем любой из видов Vt. Характерно, что в отраженном свете все без исключения водоросли темнее Vt и изотропны. Показатели отражения их неодинаковы, R_{max}⁰ колеблется от 0,15 до 0,60; под микроскопом МЛ-1 они не люминесцируют.

На IV стадии углефикации витринит приобретает большую плотность и двупреломление, чем на III стадии. В шлифе и аншлифе только отдельные компоненты определяются как остатки древовидных и травянистых растений, соотношения их оптических свойств остаются прежними. Липоидинит сближается по свойствам с Vt, меньшая его часть становится аналогичной F и Grf. Альгинит в коксовых касьянитах по

² Применительно к каменным углям термины «углефикация» и «метаморфизм углей» понимаются как синонимы [7].

анализа углей

На сухое беззольное вещество, %					R _{ср} ⁰	Стадия метаморфизма
C	H	N	S _{общ}	O + S		
80,0	5,93	0,56	0,62	13,51	0,66	Г-II
86,03	6,10	1,54	0,55	6,33	0,82	Ж _н -III ₁
84,39	8,0	0,62	0,23	6,99	—	Ж-III
83,39	5,56	—	—	—	0,85	То же
87,33	7,08	—	—	—	0,80	»
86,88	5,11	0,48	0,36	7,53	0,88	Ж _н -III ₂
91,30	4,90	1,52	0,29	2,28	1,50	K-IV
89,66	4,72	1,72	0,39	3,90	1,52	То же

углей уклона 3 выполнен в ВУХИНе; обогащение и анализ остальных угольных проб — во ВСЕГЕИ

своим свойствам близок графитиниту. Он черный, непрозрачный и бесструктурный, при скрещенных николях в тонком срезе поляризует ярко-красным цветом, в отраженном свете высокорельефный, белый, значительно ярче Vt, при скрещенных николях ярко анизотропен на фоне изотропного Vt. В шлифе с трудом различаются отдельные талломы, близкие по свойствам Vt. При существующих методах исследования нельзя определить, какая часть Alg становится петрографическим аналогом Vt. На V и VI стадиях (глубокие горизонты Кабактинского месторождения) альгинит выглядит однородным и бесструктурным, сохраняет более высокие показатели отражения и двупреломления, чем Vt. Витринит в большинстве своем превращается в гомогенную бесструктурную массу, по отражательной способности многие компоненты этой группы сравниваются.

Химический анализ обр. 1831 и 1821 (табл. 3) показал, что выход летучих компонентов и содержание водорода у богхеда на III стадии больше, чем даже у кеннеля на II стадии. Богхед отличается меньшим удельным весом. Данные анализа керна жирных углей по скв. 15 позволяют утверждать, что богхед отличается от кларена большим содержанием углерода, водорода, повышенным выходом летучих веществ. Однако при сравнении касьянитового и кларенового углей III стадии не наблюдается разницы в химических показателях [6]. Эти типы углей химически близки между собой и на IV стадии (табл. 3, скв. 2798, Кабактинское месторождение). Одна из основных причин химического сближения типов углей — неодинаково интенсивное преобразование групп микрокомпонентов при метаморфизме. У альгинита оно более интенсивное, чем у витринита (см. табл. 1). В коксовых углях Alg как бы достиг той или даже более высокой стадии. Поэтому присутствие его в углях не увеличивает содержание водорода, выхода летучих веществ, а, возможно, даже снижает. Иначе говоря, для богхедов IV стадии изометаморфны, вероятно, будут клареновые угли VI стадии.

Известно, что южноякутские клареновые угли по сравнению с изометаморфными и однотипными углями Донецкого бассейна отличаются повышенным содержанием углерода, водорода, большим выходом летучих веществ, пониженным удельным весом, высокими показателями спекаемости [6, 11]. Причина этого, по мнению большинства исследователей, сильная восстановленность южноякутских углей. Результаты анализа пластовой пробы пласта D₁₅ Сылахского месторождения (см. табл. 3, данные по И. Я. Фаткулину) наглядно иллюстрируют эти отличия. Уголь пробы на 93% состоит из витринита, у него высокие теплота сгорания ($Q_{сг}^r = 8714$ ккал/кг) и толщина пластического слоя ($y = 31$ мм). Жирный уголь обр. 1814 несколько выветрен. Характерно, что особенности южноякутских углей по сравнению с донецкими принципиально те же, что и особенности сапропелитов по отношению к гелитолитам на II и III стадиях в пределах Южно-Якутского бассейна. Другими словами, если поставить угли в ряд по возрастанию содержа-

ния углерода, водорода, выхода летучих компонентов и уменьшению удельного веса, то это приведет к такой последовательности: донецкие гелитолиты, якутские гелитолиты, якутские сапропелиты. Вероятно, местоположение якутских гелитолитов в таком ряду определяется не только их сильной восстановленностью, но прежде всего своеобразием исходного растительного материала. Большое значение имела и скорость углефикации, которая была неодинаковой не только у разных групп компонентов, но и между компонентами внутри каждой группы (см. табл. 1). По-видимому, неодинаковой была и скорость преобразования органики углей Южно-Якутского и Донецкого бассейнов. Известно, что альгинит и липоидинит в Донецком бассейне изменяются в метаморфической гамме углей со скоростью, немного большей, чем у *Vt* [8]. Даже в антрацитах эти компоненты в большинстве своем имеют меньшие показатели отражения и двупреломления, чем *Vt*. В южноякутских углях и *L* по скорости преобразования значительно превосходят *Vt*. Есть основание предположить, что и компоненты группы витринита данных бассейнов, неодинаковые по исходному материалу, имели различные темпы преобразования. Исследование их с этой точки зрения позволило бы решить ряд вопросов относительно качества углей.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В Усмунском районе, как и в других районах Южно-Якутского бассейна, в составе отложений юрского возраста широко распространены гелитовые угли, а также присутствуют сапрогумиты, гумитосапропелиты и сапропелиты. Исходным материалом гелитовых углей послужили остатки травянистой, кустарниковой и в меньшей степени древовидной растительности (папоротники, хвощи, плауновидные, водные высшие растения). Это была растительность зарастающих озер и сильно обводненных болот, которая мало продуцировала, имела слабо развитые защитные ткани. Сильная обводненность и относительно слабая застойность болот, значительная продуктивность травянистого покрова и быстрое захоронение его способствовали хорошей сохранности растительных остатков, несмотря на их тонкостенное, рыхлое клеточное строение. Признаки растительной структуры постепенно нивелировались в процессе метаморфизма углей. Особенности физико-химических свойств южноякутских гелитовых углей по сравнению с изометаморфными углями Донецкого бассейна в значительной мере обусловлены составом исходного растительного материала, его восстановленностью и характером углефикации.

Литература

1. Вальц И. Э. Петрографический состав и строение угольных пластов Южной Якутии.— В кн.: Южно-Якутская угленосная площадь. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 176—284.
2. Власов В. М., Маркович Е. П. Корреляция юрских и нижнемеловых отложений центральной и восточной части Южно-Якутского угольного бассейна.— Сов. геология, 1979, № 1, с. 72—80.
3. Гинзбург А. И., Щепинская Г. Л. Химико-петрографическая характеристика своеобразного сапропелита из верхнеюрских отложений Якутии (Усмун).— Химия тв. топлива, 1977, № 5, с. 62—65.
4. Жизнь растений. М.: Просвещение, 1977, т. 3, 128 с.; 1978, т. 4, 136 с.
5. Комаренко Л. Е., Васильева И. И. Пресноводные диатомовые и синезеленые водоросли водоемов Якутии. М.: Наука, 1975, с. 422.
6. Корженевская Е. С., Алексеева А. Б. Некоторые особенности петрографической и химической характеристики углей Алдано-Чульманского района.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1968, т. 132, с. 205—226.
7. Метаморфизм углей и эпигенез вмещающих пород. М.: Недра, 1975. 254 с.
8. Основы палеонтологии. М.: Изд-во АН СССР, 1963, т. «Водоросли, мохообразные...». 615 с.
9. Петрографические типы углей СССР. М.: Недра, 1975. 345 с.
10. Прилуцкий А. М. Петрографический состав и метаморфизм углей Усмунского района.— Зап. Забайкал. фил. географ. о-ва, Чита, 1972, вып. 81, с. 39—42.
11. Фаткулин И. Я., Геблер И. И., Решетко А. Н. О статистических связях между отражательной способностью витринита и качеством углей Алдано-Чульманского района.— Химия тв. топлива, 1970, № 3, с. 141—143.

УДК 552.54 : 546(32.35.36) : 551.762(575.3)

**ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ И ФОРМЫ
НАХОЖДЕНИЯ K, Rb и Cs В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ
ЮРЫ ГИССАРСКОГО ХРЕБТА**

ТИМОФЕЕВ П. П., ВАЛИЕВ Ю. Я., АДАМЧУК И. П., ПАЧАДЖАНОВ Д. Н.

На детально изученных литолого-фациальным анализом отложениях юрской карбонатной формации Гиссарского хребта рассмотрены закономерности распределения и формы нахождения K, Rb и Cs в петрографических разновидностях известняков. Установлено, что основное количество K, Rb и Cs в различных типах карбонатных пород связано с их терригенной примесью, а некоторая доля элементов — с карбонатным веществом. На основании корреляционного анализа выявлено, что в известняках Rb может изоморфно замещать K, а Cs — более кристаллохимически близкий ему Rb. Установлены средние содержания K, Rb и Cs для различных петрографических типов известняков.

Несмотря на многочисленные работы по геохимии K, Rb и Cs в гипогенных и гипергенных процессах [1—3, 5, 9—11, 15, 18], некоторые аспекты их поведения в осадочном цикле остаются еще не изученными. В частности, это касается геохимии Rb и Cs в процессе карбонатообразования. Имеющиеся в литературе отдельные сведения о распределении Rb и Cs в карбонатных породах носят ориентировочный характер: 5 г/т Rb и 1 г/т Cs [15]; 1 г/т Rb и 1 г/т Cs [2]; 3 г/т Rb [18]. Это связано с низкими содержаниями этих элементов в карбонатных породах и трудностью их определения. В настоящей работе приведены результаты изучения распределения Rb и Cs в карбонатных породах юры южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта, исследованных ранее детальным литолого-фациальным анализом по методике ГИН АН СССР [4, 12]. Определение K, Rb и Cs проводилось на квантometре VRA-2 фирмы Карл Цейс (ГДР) по методике, разработанной в Институте химии АН ТаджССР [1].

**КРАТКАЯ ФАЦИАЛЬНАЯ И МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ
ХАРАКТЕРИСТИКА ЮРСКИХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ГИССАРСКОГО ХРЕБТА**

Карбонатные породы юрской системы в пределах Гиссарского хребта образуют непрерывную толщу мощностью от 30—100 м на северо-востоке региона до 400—500 м на юго-западе и протягиваются в субширотном направлении почти на 300 км. По возрасту карбонатная толща относится к колловей-оксфордскому и частично киммериджскому ярусу верхнего отдела юрской системы. Были изучены образцы карбонатных пород, отобранные из 11 разрезов (Вандоб, Кызыл-Алма, Дербент, Туода, Чакчар, Бахча, Хандиза, Шаргунь, Ширкент, Ташкутан, Лучоб). Карбонатная толща сформировалась в эпиконтинентальном морском бассейне в результате трансгрессивно-регрессивной седиментации в условиях гумидного и аридного климата [4, 13]. На основании детального литолого-фациального анализа в карбонатной толще по комплексу первичных генетических признаков установлено 13 генетических типов пород, относящихся к четырем фациям и трем макрофациям (табл. 1).

Вещественный состав пород изучался комплексом методов: термографией, микроскопией в шлифах, рентгеноструктурным анализом и др. В результате этих исследований с учетом ряда признаков — вещественного состава, структурно-текстурных и генетических особенностей — выделено несколько разновидностей карбонатных пород: органогенно-

Микрофашии, фашии и генетические типы юрских карбонатных пород морских отложений Гиссарского хребта

Макрофашиа	Фашиа	Генетический тип	Мощность, м
Гумидный тип осадконакопления			
Карбонатные отложения подвижного мелководья морского бассейна (ММ)	Песчано-глинистые карбонатные осадки мало-подвижного мелководья морского бассейна (МММ)	Органогенно-детритовые и детритовые известняки серые и темно-серые, массивные (МММ-1)	3—5, реже 7—10
		Оолитовые известняки серые и темно-серые, массивные, обычно с примесью песчано-глинистого материала (МММ-2)	5—7
		Водорослевые известняки серые, массивные с незначительной примесью песчано-глинистого материала (МММ-3)	2—4
		Песчанистые и глинистые известняки серого цвета, массивные, реже плитчатые, иногда с включениями оолитов (МММ-4)	2—3, иногда 5—7
		Микрозернистые известняки темно-серые, плотные, реже плитчатые (МММ-5)	3—5
Отложения удаленных от побережья участков морского бассейна (МУ)	Глинисто-карбонатные осадки сравнительно удаленных от побережья участков морского бассейна (МУТ)	Глинистые микрозернистые известняки темно-серые, реже черные с плитчатой текстурой (МУТ-1)	3—4, иногда 5—7
		Микрозернистые известняки темно-серые, массивные, иногда с незначительной примесью органогенного детрита (МУТ-2)	
		Микрозернистые доломитизированные известняки темно-серые, массивные, с незначительной примесью глинистого материала (МУТ-3)	2—3
		Слабоглинистые и глинистые известняки, иногда комковатые, участки перекристаллизованные, темно-серые, с редкой примесью органогенного детрита, с массивной текстурой (МУК-1)	5—10, иногда 10—25
		Микрозернистые известняки темно-серые, с включениями тонких вкраплений сульфидов, массивные (МУК-2)	7—25, реже 30—40
	Карбонатные осадки наиболее удаленных от побережья частей морского бассейна (МУК)	Микрозернистые доломитизированные известняки, реже известковые доломиты, темно-серые, иногда слабожелезненные (МУК-3)	1,5—2, реже 3—5

Таблица 1 (окончание)

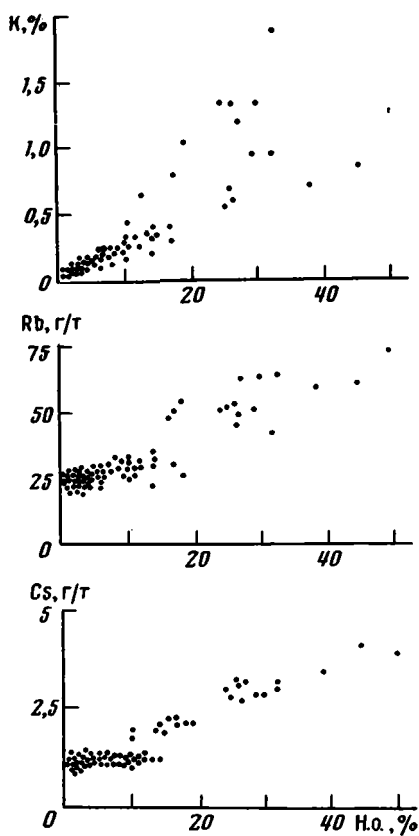
Макрофация	Фаация	Генетический тип	Мощность, м
Аридный тип осадконакопления			
Отложения заливно-лагунного прибрежно-мелководья морского бассейна с аридным климатом при повышенной солености вод (МС)	Глинисто-карбонатные осадки прибрежного мелководья морского бассейна, в том числе заливов и лагун с аридным климатом при повышенной солености вод (МСК)	Песчанистые известняки с примесью органического детрита, реже известняки смешанного типа, слабожелезные, с массивной текстурой (МСК-1)	3—5, иногда 7—15
		Микрозернистые и слабogliнистые известняки, серовато-бурые, плитчатые, иногда слабокавернозные (МСК-2)	3—5, иногда 5—12
		Доломитизированные известняки, реже известковые доломиты коричнево-бурые с плитчатой текстурой (МСК-3)	1,5—2,5

детритовые, детритовые, оолитовые, глинистые, песчанистые, водорослевые, микрозернистые, доломитизированные известняки, известковые доломиты и известняки смешанного типа. Подробная их минералогическая характеристика приводится в работах [4, 12]. Нерастворимый остаток (н.о.) карбонатных пород получали путем обработки их горячим 5%-ным раствором HCl ($T:Ж=1:10$). Количество н.о. колеблется в значительных пределах — от 1 до 50% и сложен он в основном глинистым материалом гидрослюдистого состава с незначительной примесью монтмориллонита и реже хлорита. В песчанистых разностях встречаются зерна кварца, ортоклаза, микроклина, реже плагиоклазов. Из аксессуарных минералов обнаружены турмалин, циркон, сфен, ильменит и др.

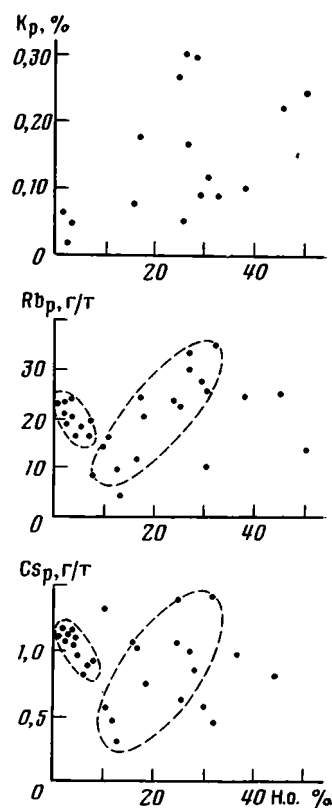
РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ K, Rb и Cs В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ

Результаты определений K, Rb и Cs в породах, представляющих различные фациальные обстановки, показывают, что содержание этих элементов увеличивается от относительно чистых известняков к глинистым и песчанистым разностям (табл. 2): K — от 0,12 до 1,43%, Rb — от 25 до 58 г/т и Cs — от 1,3 до 3,4 г/т. При этом какой-либо зависимости содержания K, Rb, Cs и отношения K/Rb, K/Cs и Rb/Cs от минералогического состава карбонатных пород, фациальных и климатических условий их формирования не обнаружено. Основная часть элементов связана с терригенной примесью карбонатных пород — чем больше терригенной примеси, тем выше концентрация K, Rb и Cs (фиг. 1). В пределах отдельных фааций в относительно чистых известняках отношения K/Rb и K/Cs колеблются в незначительных пределах: K/Rb — от 46 до 72, K/Cs — от 923 до 1385 (см. табл. 2). В карбонатных породах со значительным количеством н.о., в особенности глинистого материала, отношения K/Rb и K/Cs резко возрастают, достигая величины 333 для K/Rb и 5720 для K/Cs. Это объясняется более высоким содержанием K в глинистых минералах терригенной части карбонатных отложений по сравнению с Rb и Cs. Отношения Rb/Cs во всех типах известняков независимо от количества н.о. остаются приблизительно одинаковыми (9—34), что указывает на более близкие геохимические свойства Rb и Cs в процессе накопления карбонатных пород по сравнению с калием.

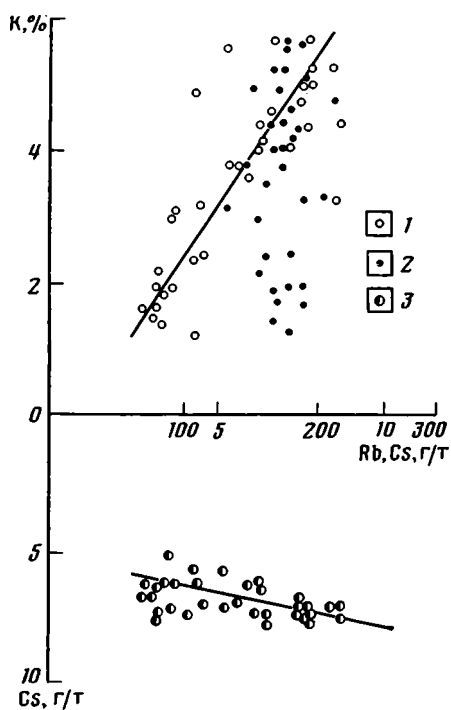
Для выяснения форм нахождения K, Rb и Cs в карбонатных породах рассмотрим распределение этих элементов в различных фракциях н.о. известняков, сложенных определенными минералами. Известно,



Фиг. 1



Фиг. 3



Фиг. 2

Фиг. 1. Зависимость содержания K, Rb, Cs от количества н. о. карбонатных пород

Фиг. 2. Взаимодействие K—Rb (1), K—Cs (2), Rb—Cs (3) в н. о. карбонатных пород

Фиг. 3. Зависимость содержаний растворимых форм K, Rb и Cs от количества н. о. карбонатных пород

Содержание K, Rb и Cs в различных типах карбонатных пород

Фация	Порода	М. Н. О., %	Число анализов	K, %	Rb, г/т	Cs, г/т	K/Rb	K/Cs	Rb/Cs
МММ	Микрозернистый известняк	<5	5	0,10—0,20 0,16	24—35 28	1,2—1,3 1,3	57	1231	22
	Глинистый известняк	18—31	3	1,05—1,90 1,43	42—55 43	2,1—3,0 2,5	333	5720	17
	Песчанистый известняк	26—60	3	0,44—1,20 0,77	49—64 58	2,6—4,1 3,4	133	2265	17
	Органогенно-детритовый и детритовый известняк	5	2	0,15—0,20 0,17	29 29	1,2—1,3 1,2	59	1417	24
	Оолитовый известняк	1—17	4	0,22—0,34 0,28	22—28 27	1,2—2,1 1,5	104	1867	18
	Водорослевый известняк	2—17	2	0,08—0,10 0,09	25—27 26	1,2 1,2	35	750	22
МУТ	Микрозернистый известняк	5	7	0,08—0,16 0,12	23—30 26	1,2—1,6 1,3	46	923	20
	Глинистый известняк	7—26	2	0,14—0,70 0,35	31—52 42	1,3—3,2 2,0	83	1750	21
	Доломитизированный известняк	7	1	0,22 0,22	21 21	1,4 1,4	105	1571	15
	Микрозернистый известняк	5	33	0,08—0,25 0,14	18—30 25	1,1—1,5 1,3	56	1077	19
МУК	Глинистый известняк	7—30	13	0,14—1,35 0,49	22—66 40	1,2—3,2 1,8	123	2722	22
	Доломитизированный известняк	1—6	5	0,08—0,12 0,10	20—26 24	1,2—1,4 1,3	42	769	19
	Известковый доломит	1—10	3	0,16—0,23 0,20	25—29 27	1,4—2,0 1,6	74	1250	17
	Микрозернистый известняк	5	6	0,10—0,34 0,18	24—27 25	1,1—1,4 1,3	72	1385	19
МСК	Глинистый известняк	7—11	5	0,25—0,64 0,38	26—30 28	1,2—1,3 1,3	136	2923	22
	Песчанистый известняк	24—50	2	1,25—1,35 1,30	50—54 52	2,9—3,7 3,3	250	3939	16
	Смешанный известняк	28—38	2	0,20—0,34 0,26	58—50 54	1,3—2,0 1,6	48	1625	34
	Доломитизированный известняк	8—14		0,70—0,95 0,82	26—29 28	2,7—3,6 3,2	293	2562	9

Примечание. В числителе указан диапазон значений; в знаменателе — среднее.

что в терригенных песчано-глинистых породах Rb и Cs концентрируются в калийсодержащих минералах (микроклине, отроклазе, мусковите, биотите, гидрослюде, монтмориллоните и др.) в результате изоморфного замещения калия рубидием и цезием [2, 10, 11, 15]. Распределение K, Rb и Cs в гранулометрических фракциях н.о. известняков характеризуется тем, что количества их возрастают от песчаной фракции (>0,1 мм) к пелитовой (<0,001 мм): K — от 0,90 до 5,33%, Rb — от 84 до 192 г/т и Cs — от 1,4 до 7,5 г/т (табл. 3). Из данных табл. 3 видно, что главным носителем и концентратором K, Rb и Cs является гидрослюда (с примесью монтмориллонита), которая составляет подавляющую часть н.о. изучаемых карбонатных пород. В песчаной фракции, по-видимому, K, Rb, Cs присутствуют в ортоклазе, микроклине и мусковите. В глинистой части н.о. Rb, Cs, очевидно, изоморфно замещают K, входящий в кристаллическую структуру гидрослюды и монт-

Распределение K, Rb и Cs по различным фракциям н. о. карбонатных пород

Фракция, мм	Число анализов	K, %	Rb, г/т	Cs, г/т
>0,1	4	0,90	84	1,4
0,1—0,01	7	1,66	75	1,5
0,01—0,001	13	4,24	161	7,1
<0,001	12	5,83	192	7,5

мориллонита. Как видно из фиг. 2, в н.о. карбонатных пород между содержанием K—Rb, Rb—Cs наблюдается прямая зависимость. Между K—Cs этой зависимости не обнаруживается: $r_{K-Rb}=0,73$, $r_{Rb-Cs}=0,40$, $r_{K-Cs}=0,27$, $r_{0,05}=0,35$. Следовательно, в н.о. карбонатных пород Rb (1,49 Å) изоморфно замещает K (1,33 Å), а Cs (1,65 Å) — более кристаллохимический близкий ему Rb.

На основе данных по содержанию изучаемых элементов в карбонатной породе в целом и в н.о. было подсчитано их количество, приходящееся на чистое карбонатное вещество (табл. 4). Как видно из этих данных, основное количество K в известняках связано с их терригенной примесью — 82%, Rb — 50 и Cs — 57%. Количество кислоторастворимой формы элементов (K_p , Rb_p и Cs_p) в 5%-ной HCl составляет 18, 50 и 43% соответственно. В большинстве случаев K_p обнаруживается только в тех образцах известняков, где значительно содержание глинистой примеси. Следовательно, основное количество K в н.о. известняков входит в кристаллическую решетку глинистых минералов, а незначительная часть находится в обменном состоянии и легко десорбируется из них при растворении карбонатных минералов 5%-ным раствором HCl. Количество десорбированного калия прямо зависит от количества глинистого материала в н.о. известняков (фиг. 3). Коэффициент корреляции между н.о. — K статистически значим ($r=0,47$, при $r_{0,05}=0,48$). Отсюда следует, что почти весь K в известняках связан с терригенной примесью, а доля карбонатного K незначительна (см. табл. 4).

В распределении Rb_p и Cs_p наблюдается двоякая картина. В относительно чистых известняках (н.о. 1—7%) между содержанием н.о. — Rb_p и н.о. — Cs_p наблюдается обратная зависимость (см. фиг. 3, табл. 4): $r_{н.о.-Rb_p}=-0,91$ при $r_{0,05}=0,58$, $r_{н.о.-Cs_p}=-0,91$. Это показывает, что в относительно чистых карбонатных породах почти вся растворимая форма Rb и Cs связана с карбонатным материалом ввиду чрезвычайно малого содержания в этих породах терригенной примеси. С возрастанием количества глинистой примеси в карбонатах от 10 до 30% усиливается связь Rb и Cs с н.о. и отношения между н.о. — Rb_p и н.о. — Cs_p становятся прямолинейными (см. фиг. 3, табл. 4): $r_{н.о.-Rb_p}+0,78$, $r_{н.о.-Cs_p}+0,57$ при $r_{0,05}=0,53$. Следовательно, в карбонатных породах со значительной примесью глинистого материала роль главного носителя Rb и Cs переходит к глинистым минералам, т. е. при кислотной обработке основная часть подвижного Rb и Cs десорбируется из глинистой примеси, а карбонатная форма играет подчиненную роль. Образцы известняков с содержанием терригенной примеси более 30% исключались из расчетов ввиду того, что она в этих случаях сложена преимущественно песчаной фракцией и практически исключает сорбцию.

Согласно литературным данным [16, 17], присутствие элементов примесей в карбонатных минералах объясняется различными процессами: соосаждением, оклюзией, ионным обменом и изоморфным замещением. По данным Э. Д. Гольдберга [7], содержания K в морской воде составляет 380, Rb 0,12 и Cs 0,0005 мг/л и находятся они преимущественно в ионной форме: K^{+} , Rb^{+} , Cs^{+} . Исследованиями П. А. Удодова и др. [14] установлено, что некоторые элементы первой группы

Таблица 4

Содержание различных форм К, Rb и Cs в карбонатных породах

Разрезы, № проб	М. Н. О.	Генетический тип	К, %			К, %		Rb, г/т			Rb, %		Cs, г/т			Cs, %		
			K _B	K _C	K _P	K _C	K _P	Rb _B	Rb _C	Rb _P	Rb _C	Rb _P	Cs _B	Cs _C	Cs _P	Cs _C	Cs _P	
Қ-Алма	158	10,5	МУК-3	0,16	0,16	—	100	—	26	9	17	34,6	65,4	2,0	0,67	1,33	33,5	66,5
	172	15,8	МУК-1	0,40	0,32	0,08	79,0	21,0	26	14	12	53,8	46,2	2,2	1,14	1,06	51,8	48,2
	199	25,0	»	0,55	0,50	0,05	90,0	10,0	52	29	23	55,8	44,2	2,7	1,63	1,07	60,4	39,6
	203	16,6	МУК-2	0,78	0,60	0,18	76,9	23,1	50	25	25	50	50	2,2	1,18	1,02	53,6	46,4
	204 ^a	30,0	МУК-1	1,35	1,23	0,12	91,1	8,9	64	54	10	84,4	15,6	2,7	2,13	0,57	78,9	21,1
	211	18,0	МММ-2	1,05	0,20	0,85	19,1	80,9	55	34	21	61,8	38,2	2,1	1,35	0,75	64,3	35,7
	224	6,4	МУК-2	0,23	0,23	—	100	—	29	12	17	41,4	58,6	1,3	0,49	0,81	37,7	62,3
	226 ^a	3,7	»	0,14	0,14	—	100	—	27	6	21	22,2	77,8	1,3	0,25	1,05	19,2	80,8
	227	3,5	»	0,16	0,16	—	100	—	30	6	24	20,8	80,0	1,4	0,26	1,14	18,6	81,4
	35	26,6	МММ-4	0,60	0,43	0,17	71,7	28,3	49	19	30	38,8	61,2	2,6	1,81	0,79	69,6	30,4
Дербент	53	44,6	МММ-2	0,85	0,63	0,22	74,1	25,9	60	35	25	58,3	41,7	3,9	3,08	0,82	79,0	21,0
	83	7,0	»	0,20	0,20	—	100	—	29	9	20	31,0	69,0	1,3	0,41	0,89	31,5	68,5
	96	4,6	»	0,18	0,18	—	100	—	28	9	19	32,1	67,9	1,3	0,32	0,98	24,6	75,4
	100	3,4	МУК-2	0,14	0,14	—	100	—	27	6	21	22,2	77,8	1,4	0,23	1,17	16,4	83,6
	103 ^a	1,2	»	0,12	0,05	0,07	41,7	58,3	26	2	24	7,7	92,3	1,2	0,09	1,11	7,5	92,5
	240	4,3	МММ-4	0,18	0,18	—	100	—	27	10	17	37,0	63,0	1,3	0,21	1,09	16,2	83,8
	244	2,9	МУТ-2	0,14	0,09	0,05	64,3	35,7	29	6	23	20,7	79,3	1,4	0,24	1,16	17,1	82,9
	248	11,8	МСК-2	0,64	0,64	—	100	—	29	19	10	65,5	34,5	1,3	0,83	0,47	63,9	36,1
	250	10,3	»	0,44	0,44	—	100	—	28	13	15	46,4	53,6	1,3	0,73	0,57	56,2	43,8
	137	12,8	МММ-3	0,34	0,34	—	100	—	22	18	4	81,8	18,2	1,2	0,90	0,30	75,0	25,0
Бахча	146	31,7	МММ-2	1,90	1,81	0,09	95,3	4,7	42	42	—	100	—	2,9	2,44	0,46	84,1	15,9
	150	6,6	МУТ-2	0,22	0,22	—	100	—	21	12	9	57,1	42,9	1,4	0,49	0,91	35,0	65,0
	154	27,4	МММ-2	1,20	0,90	0,30	75	75	67	30	34	46,9	53,1	3,1	2,08	1,02	67,1	32,9
	162	1,9	МУТ-2	0,12	0,10	0,02	83,3	16,7	24	4	20	16,7	83,3	1,2	0,13	1,07	10,8	89,2
	236	32,4	МУК-1	0,95	0,95	—	100	—	66	31	35	47,0	53,0	3,2	1,75	1,45	54,7	45,3
	324	23,8	МСК-2	1,35	1,08	0,27	80	20	50	26	24	52,0	48,0	2,9	1,48	1,42	51,0	49,0
	98	26,0	МУТ-2	0,70	0,39	0,31	55,7	44,3	52	22	30	42,3	57,7	3,1	2,55	0,65	79,7	20,3
	136	50,4	МСК-1	1,25	1,01	0,24	80,8	19,2	54	40	14	74,1	25,9	3,7	3,7	—	100	—
	226	38,4	»	0,70	0,60	0,10	85,7	14,3	58	33	25	56,9	43,1	3,6	2,61	0,99	72,5	27,5
	242	28,8	»	0,95	0,86	0,09	90,5	9,5	60	32	28	53,3	46,7	2,7	1,84	0,86	68,2	31,8
Среднее	17,6		0,60	0,49	0,11	81,7	18,3	40	20	20	50	50	2,1	1,2	0,90	57,1	42,9	

Примечание. Формы нахождения элементов: в — валовая, с — силикатная и р — растворимая. Проверк означает отсутствие данной формы элементов.

Средние содержания K, Rb и Cs в литологических типах карбонатных пород юры Гиссарского хребта

Литологический тип породы	Число анализов	Н. о. %	K, %	Rb, г/т	Cs, г/т
Известняк	57	<5	0,14	25	1,3
Глинистый известняк	38	5—20	0,43	31	1,6
Песчанистый известняк	8	25—50	0,98	56	3,2

периодической системы хорошо поглощаются из раствора при осаждении из них карбонатов. Количество сорбированного металла увеличивается от магнезита к кальциту от 7 до 20% от их общего содержания в растворе. В нашем случае присутствие K, Rb и Cs в карбонатных минералах скорее всего объясняется соосаждением ионов K^+ , Rb^+ и Cs^+ из морской воды при их хемотропном осаждении. Кроме того, эти элементы могут присутствовать в составе органогенного материала, являющегося составной частью карбонатов. Ряд микроэлементов, в том числе Rb и Cs, несмотря на их низкие концентрации в морской воде, в значительных количествах извлекаются морскими организмами и растениями [6]. Не исключено также, что K, Rb и Cs могут быть связаны в известняках с примесью гидроокислов железа, марганца и тонкорассеянного органического вещества, которые служат хорошими сорбентами. Более активно K, Rb и Cs сорбируются глинистыми минералами. Этим, очевидно, объясняется преимущественное накопление K, Rb и Cs в гидрослюда и монтмориллоните при их совместном осаждении с карбонатными минералами. В последующем при литификации осадков основная часть K, Rb и Cs закреплялась в структуре глинистых минералов, а часть осталась в обменном состоянии.

Таким образом, детальное исследование распределения и форм нахождения K, Rb и Cs в различных типах карбонатных пород Гиссарского хребта показало, что основное количество этих элементов связано с их терригенной примесью. В последней главным концентратором K, Rb и Cs является гидрослюда и монтмориллонит. Определенное количество K, Rb и Cs связано и с карбонатными минералами. Особенно это ярко выражено для Rb и Cs в случае чистых известняков (н. о. < 5%). Учитывая, что содержания K, Rb и Cs не зависят от вещественного состава самих карбонатных минералов, фациальных и климатических условий их формирования, а определяются в основном количеством примеси терригенного материала и его вещественного состава, были подсчитаны средние содержания элементов для чистых, глинистых и песчанистых разновидностей карбонатных пород юры Гиссарского хребта (табл. 5). В результате подсчета баланса содержаний K, Rb и Cs в относительно чистых известняках (н. о. < 5%) были рассчитаны количества элементов, приходящиеся на чистое карбонатное вещество. Оно составляет для K 0,05%, для Rb 20,7 г/т и для Cs 1,05 г/т.

Литература

1. Адамчук И. П., Пацаджанов Д. Н., Мельникова Н. Д., Валиев Ю. Я. К геохимии рубидия и цезия в осадочном процессе на примере мезозойских отложений Таджикской депрессии.— *Геохимия*, 1977, № 2, с. 254—272.
2. Бойко Т. Ф. Редкие щелочи в зоне гипергенеза.— В кн.: Редкие элементы в осадочных и метаморфических породах. М.: Наука, 1964, с. 137—161.
3. Бойко Т. Ф. Редкие элементы в галогенных формациях. М.: Наука, 1973, с. 783.
4. Валиев Ю. Я. Геохимия бора в юрских отложениях Гиссарского хребта. М.: Наука, 1977, с. 151.
5. Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— *Геохимия*, 1962, № 7, с. 555—572.
6. Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. М.: Наука, 1967, с. 151.
7. Гольдберг Э. Д. Геохимия моря.— В кн.: Геохимия литогенеза. М.: Изд-во иностр. лит., 1963, с. 431—453.
8. Карбонатные породы. Т. II. М.: Мир, 1971, с. 9—78.

9. Ронов А. Б., Мигдисов А. А., Воскресенская Н. Т., Корзина Г. А. Геохимия лития в осадочном цикле.— Геохимия, 1970, № 2, с. 131—161.
10. Слепнев Ю. С., Бойко Т. Ф. Рубидий.— В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. I. М.: Наука, 1964, с. 51—74.
11. Солодов Н. А., Слепнев О. С., Бойко Т. Ф. Цезий.— В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. I. М.: Наука, 1964, с. 74—94.
12. Тимофеев П. П., Валиев Ю. Я., Пачаджанов Д. Н., Адамчук И. П., Буриченко Т. И. Геохимия бора и литология юрских карбонатных отложений Гиссарского хребта.— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 4, с. 77—90.
13. Троицкий В. И. Верхнетриасовые и юрские отложения южного Узбекистана. Л.: Недра, 1967, с. 305.
14. Удодов П. А., Онуфриенко И. П., Париков Ю. С. Опыт гидрохимических исследований (методы и результаты работ). М.: Высшая школа, 1962, с. 190.
15. Хорстман Э. Л. Распределение лития, рубидия и цезия в изверженных и осадочных породах.— В кн.: Геохимия редких элементов. М.: Изд-во иностр. лит., 1959, с. 9—68.
16. Goldberg E. D. Marine geochemistry, 1.— Chemical Scavengers of the sea.— J. Geol., 1954, v. 62, p. 249—305.
17. Krauskopf K. S. Sedimentary deposits of rare metals.— Econ. Geol., v. 50th Anniv., v. 1905—1955, 1955, p. 411—463.
18. Turekian K. K., Wedepohl K. H. Distribution of the elements in some Major lemits of the Earth's Crust.— Bull. Geol. Soc. Amer., v. 72, № 2, 1961, p. 140—151.

ГИН АН СССР,
Москва
Институт химии АН ТаджССР,
Душанбе

Поступила в редакцию
17.XII.1980

УДК 553.068.2 : 549.766.311 (285.2)

КИЗЕРИТ ЭЛЬТОНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ ЕГО ПРОМЫШЛЕННОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ

**СВИДЗИНСКИЙ С. А., ДЕРЕВЯГИН В. С., ВЯЗОВОВ В. В.,
КОВАЛЬСКИЙ Ф. И., СЕДЛЕЦКАЯ Н. М.**

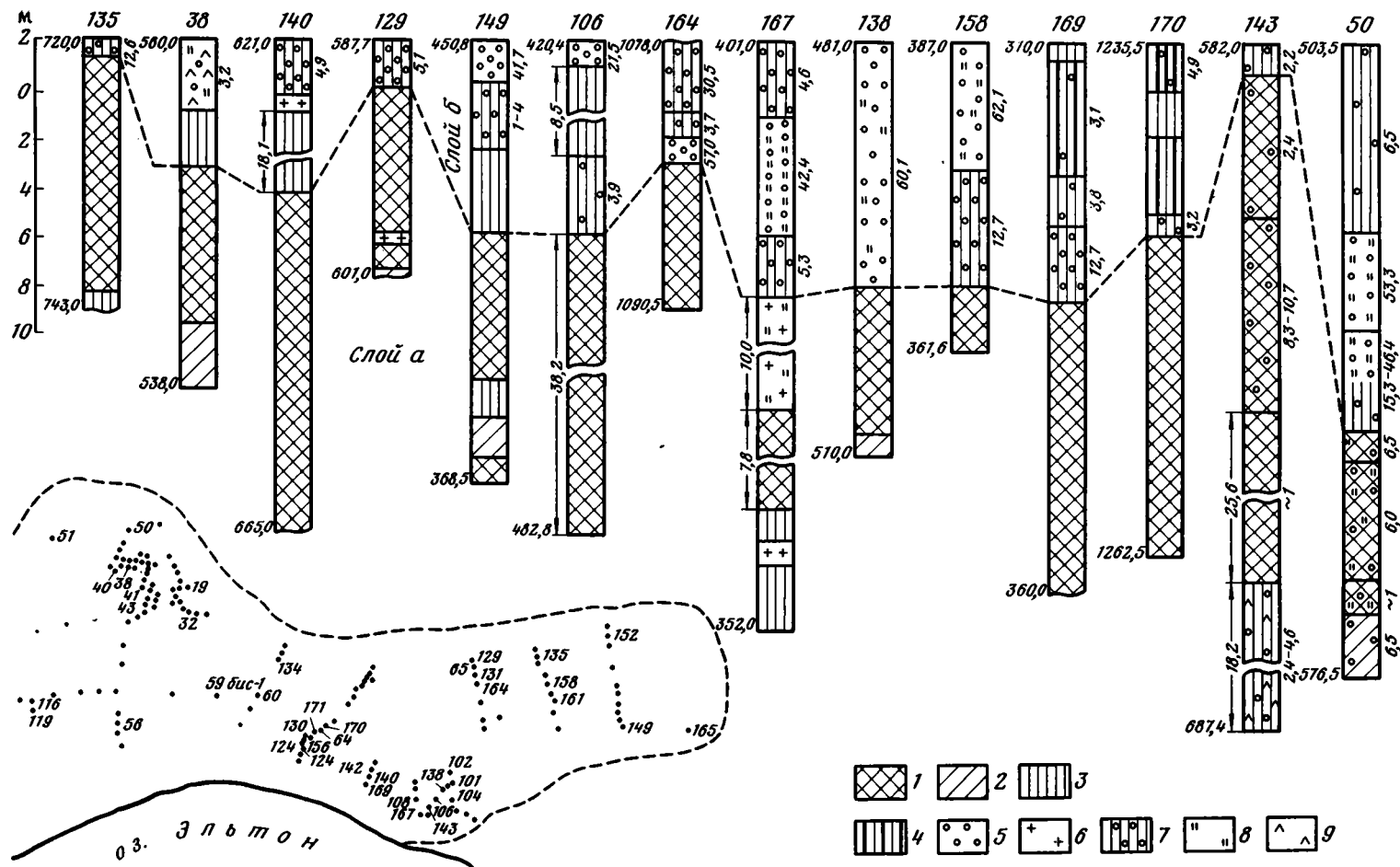
Продуктивные пласты калийных и калийно-магнневых солей Эльтонского месторождения отличаются значительной примесью сульфата магния — кизерита. Рассматривается генетическая связь этого минерала с определенными типами солей и прослеживается изменение его содержания в разрезе пластов и на площади месторождения. Приводится литологическая и минералого-петрографическая характеристика кизеритсодержащих разностей; дается оценка качества залежей и результаты технологических исследований в лабораторных условиях, позволяющих предусматривать получение высокодефицитных бесхлорных калийных удобрений конверсионным методом. Определяются запасы кизеритоносных солей, удовлетворяющие потребность в этом виде сырья крупного калийного комбината на весь его амортизационный срок.

1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

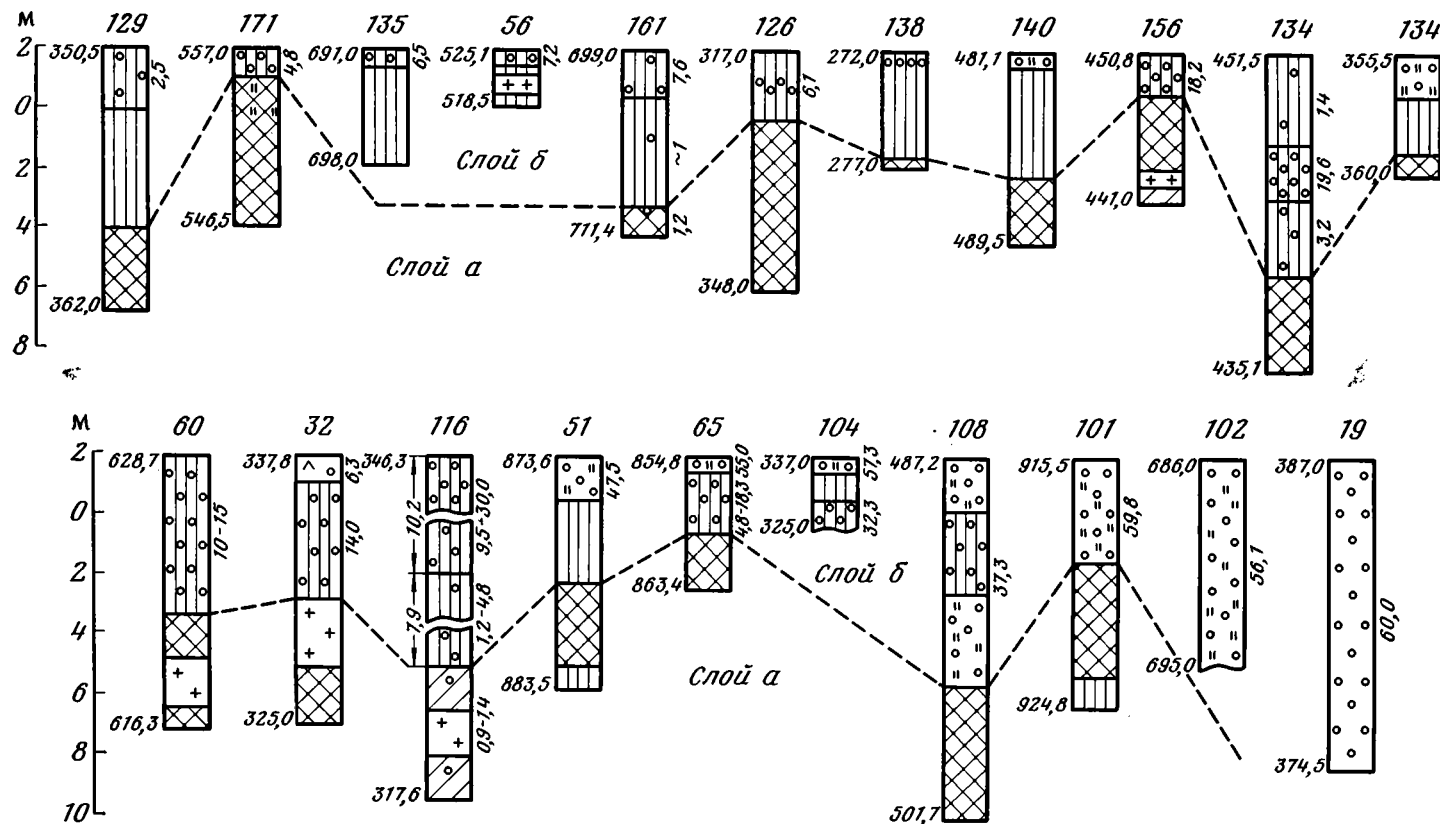
Известные в настоящее время месторождения и проявления калийных и калийно-магнневых солей подразделяются [4] на три типа: бессульфатные (хлоридные), сульфатные и комплексные хлоридно-сульфатные. Признаком выделения первых двух типов служит исключительная или резко преобладающая роль в залежах соответственно хлоридных солей или сульфатных. Соляные залежи третьего типа характеризуются смешанным составом слагающих их образований и определяются совместным присутствием хлоридов и сульфатов, причем ведущая роль может принадлежать первым или вторым. Эксплуатируемые в нашей стране месторождения калийных солей по своим запасам полностью удовлетворяют современные потребности народного хозяйства в хлоридных разностях. Наряду с этим ощущается острый недостаток в сульфатных солях калия.

Изученное в последние годы Эльтонское месторождение калийных солей (северо-западный Прикаспий) характеризуется преимущественно хлоридным составом продуктивных залежей (сильвинит, карналлитовая порода), однако оно может быть отнесено к месторождениям третьего типа, т. е. к комплексным, в связи с широким развитием здесь крупных скоплений сульфата магния — кизерита. В разрезе галогенной толщи Эльтонского соляного купола выделяются семь пластов калийно-магнневых солей [1], два из которых (2-й и 3-й) являются промышленными как по своей мощности, так и по содержанию полезных компонентов. Характерно, что значительные скопления кизерита приурочены именно к этим двум пластам, во всех остальных содержание сульфата магния не превышает 1%. В строении каждого из продуктивных пластов принимают участие два слоя: нижний слой *а* повсеместно представлен сильвинитовыми рудами, в верхнем слое *б* развиты карналлитовые, бишофитовые и кизеритовые разности пород. На приведенных схемах сопоставления разрезов нижнего (фиг. 1) и верхнего (фиг. 2, 3) продуктивных пластов по скважинам показаны пересечения, в которых фиксируются интервалы с содержанием кизерита в солях более 1—2%. Количество таких пересечений от общего числа скважин, пройденных на месторождении, превышает 70%.

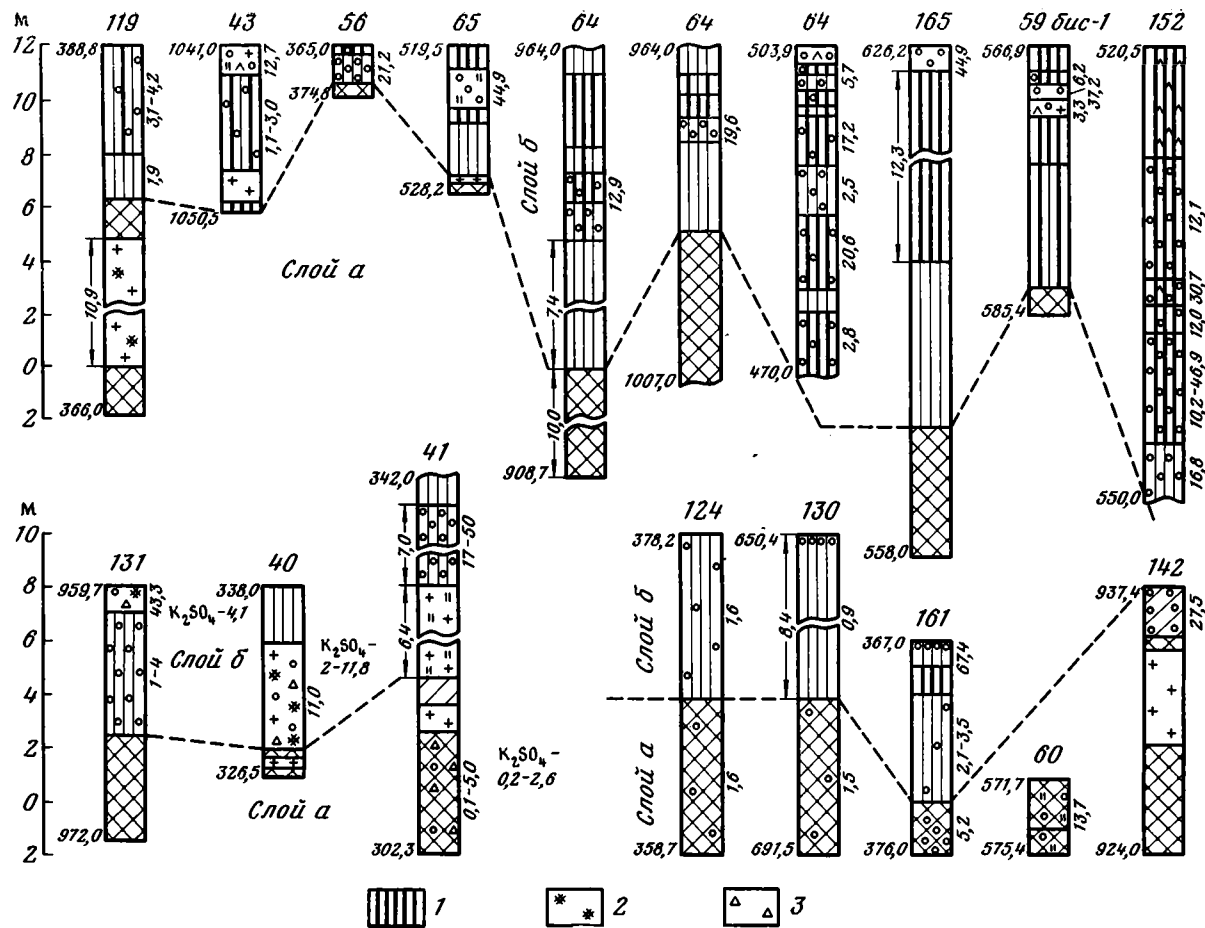
Слой *б* в нижнем и верхнем продуктивных пластах обладает весьма сложным минеральным составом, не выдержанным на сравнительно



Фиг. 1. Сопоставление разрезов нижнего продуктивного пласта. Породы: 1 — сильвинит, 2 — сильвин-галитовая, 3 — карналлитовая, 4 — бишофит-карналлитовая, 5 — кизеритовая, 6 — каменная соль, 7 — кизерит-карналлитовая (примесь кизерита); примеси: 8 — карналлита, 9 — ангидрита



Фиг. 2. Сопоставление разрезов верхнего продуктивного пласта; кизерит-карналлитовый тип залежей; условные обозначения см. на фиг. 1



Фиг. 3. Сопоставление разрезов верхнего продуктивного пласта; кизерит-бишофитовый и кизерит-сильвинитовый тип залежей
1 — бишофитовая порода; примеси: 2 — сильвина, 3 — лангбейнита; остальные усл. обозначения см. на фиг. 1

небольших расстояниях (иногда до 50—100 м). Сложны также переходы в разрезе и по простираанию между хлоридными и сульфатными солями. В связи с этим при сопоставлении разрезов по скважинам мы руководствовались не расположением выработок на площади, а литолого-фациальными отличиями кизеритсодержащих образований. Так, на фиг. 1 слева направо подобраны разрезы пласта 2 в порядке, соответствующем приуроченности кизерита к карналлитовому (от примеси до почти чистых кизеритовых разновидностей), бишофитовому и сильвинитовому типу руд. На фиг. 2 сгруппированы пересечения пласта 3, в которых кизерит связан с карналлитом (от незначительной его примеси до собственно кизеритовых руд). Фигура 3 иллюстрирует связь кизерита с бишофитовыми породами и сильвинитами пласта 3, здесь также показаны пересечения этого же пласта, содержащие проявления лангбейнита. Кроме того, на фиг. 1 приведено расположение скважин в пределах Северного и Улаганского участков Эльтонского купола, где номерами отмечены только те выработки, которые сопоставляются друг с другом (фиг. 1—3).

Эльтонское солянокупольное месторождение отличается интенсивным проявлением сложной по своему рисунку складчатости галогенных пластов. В связи с этим многие скважины по 2—3 раза вскрывали одни и те же стратиграфические интервалы, в частности и продуктивные залежи в разном структурном положении: в нормальном залегании и опрокинутом. На схемах сопоставления приведены разрезы пластов в их нормальном стратиграфическом положении.

2. ТИПЫ РУД И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ РАСПРОСТРАНЕНИЯ

На Эльтонском месторождении кизерит, как правило, встречается в парагенезе с другими минералами: карналлитом, бишофитом, сильвином, галитом, ангидритом, лангбейнитом, слагая различные кизеритсодержащие породы: кизерит-карналлитовые, карналлит-кизеритовые, карналлитовые с кизеритом, кизерит-бишофитовые, бишофит-карналлитовые и карналлит-бишофитовые с кизеритом, кизеритовые с галитом, карналлитом (или бишофитом), сильвин-галит-кизеритовые, сильвин-галитовые породы и сильвиниты с кизеритом¹. На месторождении преимущественно развиты породы, сложенные карналлитом, кизеритом и галитом. Содержание сульфата магния в них изменяется от 3—5 до 40—62%. Эти породы вскрыты многими скважинами на различных участках месторождения (скв. 65, 102, 108, 158, 164, 167, 168; фиг. 1, 2). Они характеризуются массивной, реже массивно-брекчиевидной текстурой, кристаллически-разнозернистой структурой; собственно кизериту присуща микрозернистая структура. Зерна кизерита изометричной и неправильной формы, пропитаны тонкодисперсным гидрослюдисто-ангидритовым материалом. Карналлит образует ксеноморфные зерна размером по удлинению 0,02—6,5 мм с извилистыми очертаниями. Участками кизерит развивается по карналлиту, замещая его. Водно-нерастворимые минеральные примеси представлены ангидритом и, в меньшей степени, гидрослюдой. Ангидрит тонкозернистой структуры пропитывает зерна кизерита и карналлита, образуя скопления между ними. Он встречается также в виде хорошо образованных кристаллов призматического и толстотаблитчатого облика, часто растущих «в карналлит» из межзернового пространства, заполненного тонкозернистым материалом. В карналлитовой породе кизерит образует гнезда либо равномерно рассеян между зернами карналлита; в единичных случаях прослеживаются его нитевидные слойки (скв. 104; фиг. 2) или прослойки мощностью до 1—3 см (скв. 60, 65; фиг. 2).

В карналлитовом слое 3б и частично в 2б широкое распространение получили кизерит-бишофитовые, а также бишофит-карналлитовые и карналлит-бишофитовые породы с кизеритом (скв. 64, 135, 148-бис, 152, 161, 165, 169, 170; фиг. 1, 3). Содержание сульфата магния в них дости-

¹ Классификация и номенклатура пород принимаются по [2].

гает 30%. Кизерит чаще всего наблюдается в виде гнезд, реже — прослойков. Текстура пород массивная, пятнистая, иногда массивно-слоистая; структура кристаллически-разнозернистая, порфировидная, на отдельных участках грубопетельчатая. Последняя возникает в результате окаймления кизеритом кристаллов бишофита. Кизерит обычно окрашен в белый, серый и желтый цвет; приурочен к бишофитовым участкам породы. Он образует округлые, изометричные и идиоморфные зерна дипирамидального и призматического облика; размеры их составляют 0,009—0,08 мм. Вместе с тем в этих породах широко представлена другая форма выделения кизерита — по микротрещинам и трещинам спайности в бишофите; кизерит образует плотные цепочки, секущие зерна бишофита в виде параллельных и пересекающихся линий. Иногда зерна кизерита образуют радиально-лучистые сростки. Под микроскопом внутри зерен кизерита установлены газово-жидкие включения, окатанные зерна кварца, гидрослюдистый материал и буровато-желтые чешуйчатые кристаллики борного минерала (ашарита). В незначительном количестве наблюдаются ангидрит, единичные кристаллики гипса, кальцита и аутигенного кварца. Бишофит и карналлит имеют ксеноморфную и неправильно изометричную форму зерен размером 1,5—9,5 мм. Карналлиту свойственна розовая окраска, обусловленная присутствием многочисленных микровключений гематита и гетита. В промежутках между зернами бишофита и карналлита располагаются ксеноморфные кристаллы галита.

Заметно развиты на месторождении также кизеритовые породы с галитом или с карналлитом (иногда с бишофитом). Содержание кизерита в таких породах составляет 40—60%, галита 5—20, карналлита (бишофита) 5—10%. В виде самостоятельных слоев они вскрыты скв. 138, 167, 158, 50, 149 (фиг. 1), 108, 101, 19 (фиг. 2). Чаще же кизеритовые породы образуют незначительные по мощности (0,1—0,2 м) прослои в кровле слоя 3б по большинству пересечений. Они обладают преимущественно массивной текстурой, микрозернистой, на отдельных участках разнокристаллической, порфировидной структурой. В массивных кизеритовых разностях карналлит (бишофит), как правило, наблюдается в виде разнообразных включений, реже (скв. 138, интервал 481—510 м; фиг. 1) он образует самостоятельные прослойки мощностью до 2—5 см. Под микроскопом при больших увеличениях можно заметить, что зерна кизерита неправильной, изометричной формы, с зазубренными контурами; они тесно соприкасаются друг с другом, слагая сплошную микрозернистую массу. Часто из этой массы в галит растут хорошо ограненные призматические и дипирамидальные кристаллы кизерита, ромбовидные кристаллы гипса. Зерна кизерита насыщены гидрослюдистым материалом и тонкодисперсными окислами железа. В качестве водно-нерастворимой примеси почти всегда присутствуют ашарит в виде мелких агрегатов волокнистого строения, призматические кристаллы ангидрида, остроромбоэдальные — кальцита, единичные зерна терригенного и аутигенного кварца.

В верхнем продуктивном пласте (скв. 138; фиг. 2) и в нижнем (скв. 164; фиг. 1) встречена тонкослоистая кизеритовая порода. Слоистость обусловлена чередованием сезонных прослойков (0,3—0,5 см) кизерита с прослойками (0,1—0,2 см) галита и сильвина. Прослойки сильвина невыдержаны, часто представлены цепочками мелких линзообразных зерен. В некоторых пересеченных продуктивных пластах (скв. 50, 143, фиг. 1; скв. 124, 130, 142, 161, фиг. 3) кизерит присутствует в виде мелких гнезд в массивных галит-сильвиновых породах и сильвинитах, а в разрезе верхнего пласта (скв. 60 см; фиг. 3) он образует прослойки (0,2—0,5 см) в слоистом сильвините. При этом количество прослойков и мощность их постепенно увеличиваются к кровле залежи. Содержание сульфата магния в сильвин-галитовых породах и в сильвинитах изменяется от 1,5 до 27,5%.

В породах массивной текстуры галит и сильвин взаимно прорастают друг друга. В зернах обоих минералов иногда заметны трещины прямоугольной спайности; очертания зерен извилистые, уступообразные и

прямоугольные. Зерна сильвина мутные, переполнены микровключениями маточной рапы и газа; зерна галита прозрачны, с редкими включениями рапы. Однако при больших увеличениях можно заметить, что галит содержит множество мельчайших (менее 0,02 мм) кристалликов гипса, сильвина, аутигенного кварца и зерен кластогенного кварца. Как в галите, так и в сильвине внутри и по периферии зерен наблюдаются кристаллы, скопления и друзоподобные сростки ангидрита. Основная же масса ангидрита связана с кизеритом, развивающимся по сильвину. В микрозернистой массе ангидрит-кизерита полосами, линзами, нитевидными прожилками, сгустками располагается тонкодисперсный гидрослюдистый материал с гидроокислами железа. Ангидрит-кизеритовые участки окаймляются друзоподобными сростками призматических и игольчатых кристаллов ангидрита. В редких случаях (скв. 143, 138, интервал 560—538 м, фиг. 1; скв. 32, фиг. 2; скв. 43, фиг. 3) прослеживается примесь кизерита (2,4—12,7%) в массивных ангидрит-карналлитовых и карналлит-ангидритовых породах. Кизерит связан здесь с ангидритом, образуя с ним совместное прорастание, а местами отдельные участки породы сложены чистым кизеритом или ангидритом. Порода в целом имеет массивную, однородную текстуру, микрозернистую структуру, ангидритовым участкам свойственна разномасштабная структура. Кристаллы ангидрита удлиненно-призматической, столбчатой формы и часто образуют радиально-лучистые, пучковидные сростки. В породе обнаружены зерна и кристаллики целестина и борацита.

В верхней части слоя б продуктивного пласта 3 (скв. 59-бис 1, фиг. 3) кизерит переслаивается с ангидритом. При этом выявлена следующая закономерность: от подошвы к кровле ангидрит-кизеритового прослоя кизеритовые прослойки постепенно увеличивают свою мощность от 0,2 до 0,5 см, а ангидритовые уменьшают от 0,5 до 0,2 см; соответственно изменяются содержания этих компонентов: кизерита — от 3,3 до 37,2%, ангидрита — от 14,1 до 2,1%. И наконец, следует отметить три пересечения верхнего продуктивного пласта (фиг. 3), в которых обнаружен лангбейнит. Он образует рассеянную примесь в различных породах: в массивной сильвин-кизеритовой (скв. 131), в каменной соли (скв. 40), в массивном сильвините (скв. 41). В последнем случае от подошвы к кровле сильвинитного слоя зафиксировано постепенное увеличение следующих компонентов: $MgSO_4$ — от 0,1 до 5%, K_2SO_4 — от 0,2 до 2,6%, $CaSO_4$ — от 0,4 до 5,4%, нерастворимого остатка — от 0,1 до 2,2%.

Таким образом, наиболее четко выраженная особенность распространения кизерита в разрезе продуктивных пластов Эльтонского месторождения — приуроченность его к верхним частям пластов (слои 2б и 3б). В нижнем слое а заметная примесь кизерита встречается редко. Мощность слоев калийно-магниевых солей, содержащих значительную примесь сульфата магния (от 2—3 до 20—30%) и собственно кизеритовых образований (40—60%), изменяется на площади месторождения от 1—2 до 10—12 м, в среднем составляя около 5 м.

3. ПЕРСПЕКТИВЫ ПРОМЫШЛЕННОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ

Оценивая перспективы территории Советского Союза, в частности Прикаспийского бассейна, на сульфатные соли калия, И. Н. Тихвинский и А. И. Азизов [5] рекомендуют вовлечь в эксплуатацию полигалитовые руды, развитые в Актюбинском и Оренбургском Приуралье. Этим авторами прогнозные запасы полигалитовых руд определены в объеме 12 409 млн. т (789 млн. т в пересчете на K_2O) и подчеркивается, что их ресурсы сравнительно невелики и ввод их в эксплуатацию полностью не ликвидирует дефицит в потреблении бесхлорных калийных удобрений. Увеличение выпуска сульфата калия и калимагнезии — одна из особо важных задач нашей промышленности. Решение ее предусматривается осуществлять по двум направлениям: путем расширения поиско-

Запасы калийно-магниевых солей Эльтонского месторождения

Название участка и типы руд	Запасы солей		Содержание, %		
	категория	млн. т	KCl	MgCl ₂	MgSO ₄
Улаганский					
Сильвинитовые руды	C ₁ +C ₂	1014	43,8	0,74	0,082
Карналлитовые руды	»	494	21,75	19,91	6,35
Смешанные руды	»	398	33,25	10,58	7,47
Северный					
Сильвинитовые руды	C ₂	653	33,77	1,68	0,86
Карналлитовые руды	»	210	25,98	15,16	2,92
Смешанные руды	»	509	30,69	10,15	5,67
Итого кизеритсодержащие руды	C ₂	907	Более 20	Менее 12	Более 5

вых исследований на сульфатные соли калия в Предкарпатье, Актюбинском Приуралье, Прикаспийской впадине и освоением в промышленных масштабах производства сульфатных калийных удобрений методом конверсии на базе руд смешанного типа [3]. В настоящее время такое производство осуществляется на заводе «Вильгельм Пик» (ГДР), использующем кизерит-карналлитовые породы.

В результате технологических исследований, выполненных в лаборатории ВНИИГалургии, установлен оптимальный режим переработки смешанных кизеритсодержащих руд Эльтонского месторождения, позволяющий получать высококачественный хлористый калий (более 98% KCl) и при использовании кизерита — 98%-ный сульфат калия. Предлагаемая схема допускает эффективную переработку смешанных руд при изменении содержания основных компонентов в очень широких пределах: KCl — от 20% и выше, MgCl₂ — от 2 до 12%, MgSO₄ — от 5%. При возрастании содержания хлористого калия в руде понижается себестоимость калийных удобрений, а при увеличении содержания кизерита растет выход наиболее ценных продуктов — сульфата калия и калимагнезии. Из трех примерно равных по площади и перспективам участков Эльтонского месторождения к настоящему времени изучены два: Улаганский и Северный. На первом из них завершена предварительная разведка, на втором проведена поисково-оценочная стадия работ.

В таблице приведены запасы калийно-магниевых солей месторождения, оцененные в соответствии со степенью изученности каждого участка. Показано, что кизеритсодержащие руды пользуются достаточно большим развитием. Кроме того, на площади месторождения выделяются отдельные блоки с более высоким содержанием кизерита. Так, в пределах Улаганского участка по нижнему продуктивному пласту выделены четыре блока с суммарными запасами более 307 млн. т руд, содержащих в среднем 12% MgSO₄; по верхнему пласту — шесть блоков (177 млн. т) со средним содержанием MgSO₄ 7,9%. На Северном участке по нижнему и верхнему пластам выделено по одному блоку с запасами соответственно 100 млн. т (17% MgSO₄) и 51 млн. т (9,4% MgSO₄).

Высокая концентрация кизерита в рудах смешанного типа Эльтонского месторождения, значительные запасы кизеритсодержащих солей, а также сильвинитовых разностей позволяют рассматривать это месторождение в качестве одного из первоочередных объектов для комплексной отработки с целью производства высококачественных хлорных и бесхлорных калийных удобрений, крайне необходимых сельскому хозяйству. К этому следует добавить, что Эльтонское месторождение характеризуется чрезвычайно выгодной географической позицией: оно занимает центральное положение по отношению к основным сельскохозяйственным районам страны. Необходимость безотлагательного составления ТЭО для окончательного решения судьбы этого уникального месторождения очевидна.

Литература

1. *Деревягин В. С., Морозов Л. Н., Свидзинский С. А.* Строение и особенности формирования галогенной толщи Эльтонского солянокупольного месторождения калийных солей.— *Литол. и полезн. ископ.*, 1979, № 1, с. 122—138.
2. *Жарков М. А., Жаркова Т. М., Мерзляков Г. А., Гребенников Н. П. и др.* Бишофитовые отложения Приволжской моноклинали.— В кн.: Особенности строения залежей бишофита и калийных солей. Новосибирск: Наука, 1980, с. 4—32.
3. *Зверев А. С., Тесленко К. М.* Сырьевая база промышленности калийных удобрений СССР и направление дальнейших исследований.— В кн.: Проблемы соленакопления. Т. 1. Новосибирск: Наука, 1977, с. 205—208.
4. *Иванов А. А.* Сульфатные и бессульфатные природные калийные соли.— *Сов. геология*, 1975, № 8, с. 75—84.
5. *Тихвинский И. Н., Азизов А. И.* Перспективы Прикаспийского бассейна на сульфатные соли калия.— *Сов. геология*, 1978, № 11, с. 82—93.

ПГО «Нижне-Волжскгеология»,
г. Саратов
Ростовский государственный университет,
ВНИИГалургия,
Ленинград

Поступила в редакцию
20.II.1981

УДК 551.31 : 551.71/72

**ПРОБЛЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ
КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ЛАНДШАФТОВ****АНАТОЛЬЕВА А. И.**

На основе сравнительно-литологического и формационного исследования осадочных серий, вскрывающих связи континентальной седиментации с процессами моделирования рельефа и формированием природных обстановок геологического прошлого, рассмотрены проблемы изучения докембрийских континентальных ландшафтов.

В общей системе палеогеографических построений проблемы восстановления первичного облика древних континентальных ландшафтов занимают особое место. Они известны нам с давних пор, поскольку жизнь человека связана именно с континентальными ландшафтами. Исключительно велика роль континентальных ландшафтов как индикаторов общего облика земной поверхности с ее высочайшими горными цепями и обширными низменностями, с поразительным разнообразием свойственных этим ландшафтам климатических и общих физико-географических условий, с характерными и резко выраженными чертами климатической зональности и другими типичными для них признаками. Все это обуславливает ни с чем не сравнимое своеобразие таких ландшафтов и ставит перед нами задачу определения их роли в общей истории развития земного шара. Рассматривая эту задачу в целом, следует подчеркнуть, что решение ее возможно прежде всего на основе наиболее полного знания ранних стадий формирования земного лика, вследствие чего в первую очередь необходимо исследовать континентальные ландшафты докембрия. Важность такого исследования определяется еще и тем, что докембрийские процессы формирования земного шара по длительности превышают более чем в 6 раз всю последующую геологическую историю Земли.

Восстановление былого облика наиболее древних континентальных ландшафтов должно основываться на ясных методических подходах, требующих определенной строгости в оценке существующих представлений об эволюции Земли и широкого использования сравнений этих ландшафтов с современными их аналогами. Обращаясь именно к такому сравнению наиболее древних докембрийских континентальных ландшафтов, следует определить, какие представления должны быть приняты при обсуждении общих понятий о ландшафтах. Мы полагаем, что необходимо иметь в виду типичные черты местности или, точнее, обширных пространств земной поверхности, определяемые свойственными ей физико-географическими условиями, запечатленными в продуктах седиментации. Согласно такому наиболее общему определению понятия «ландшафт», можно ясно представить, что древние ландшафты, или, короче, палеоландшафты, могут быть восстановлены по данным изучения синхронных им осадков. Иными словами, реконструировать ландшафты прошлого можно, основываясь на всестороннем и достаточно детальном изучении отложений, накопившихся в эпоху их формирования под влиянием сложившихся в это время физико-географических условий.

В такой ситуации научной основой реконструкции палеоландшафтов может явиться прежде всего непосредственное сравнение их на основе свойственных им осадков с теми ландшафтами, которые наблюдаются на земной поверхности в настоящее время. Хотя при этом могут быть внесены любые поправки на возможные отклонения, обусловленные

различиями древних и современных ландшафтов вследствие общей эволюции тех или иных факторов, оказывающих влияние на седиментацию, тем не менее предположения, с которыми приходится в таком случае сталкиваться, всегда будут менее точны и строги, чем прямое сравнение древних и современных осадков, отвечающее представлению об идентичности или различии. Как подчеркивал А. В. Сидоренко [21], сходство условий гипергенеза, переноса осадков и седиментации в древнейшие докембрийские эпохи с аналогичными особенностями фанерозойского и современного седиментогенеза позволяют расшифровывать процессы докембрийского осадконакопления и восстанавливать древние палеогеографические обстановки.

Учитывая сказанное, постараемся рассмотреть примеры некоторых наиболее распространенных современных ландшафтов, с которыми можно сравнить древние, в первую очередь докембрийские ландшафты. Имея в виду докембрийское время, существенно подчеркнуть значение пустынных ландшафтов, типичной чертой которых является, как мы знаем по современным пустыням, почти полное отсутствие растительного покрова, защищающего от разрушения коренные породы независимо от их состава. Именно по этой причине в пустынных областях резко проявлены процессы физического разрушения пород, приводящие к формированию песчаных накоплений в виде дюн, барханов и тому подобных образований, обычно свободно перемещающихся по земной поверхности под влиянием ветров. В современной обстановке пустыни сосредоточены в пределах двух физико-географических зон: в тропиках и умеренном поясе, причем в том и другом случае они представляют крайне засушливые области земного шара. Докембрийские пустынные ландшафты, распространявшиеся практически на всю земную поверхность вследствие полного отсутствия на ней в то время растительного покрова, были, по-видимому, весьма специфичны. Во всяком случае, уже сейчас можно отметить одну из характернейших черт таких докембрийских пустынь, обусловленную тем, что в докембрии поверхность Земли была незакрепленной, вследствие чего физические процессы на ней осуществлялись очень активно. Поэтому даже самый незначительный сток вызывал сильную эрозию и приводил к накоплению мощных пролювиальных и аллювиальных отложений, формировавших своеобразные предгорные шлейфы. Однако для выявления всего многообразия докембрийских пустынь необходимо специальное исследование, опирающееся на изучение состава древних осадочных образований, их текстур и других свойственных им особенностей.

Среди других типов современных континентальных ландшафтов, с которыми можно сопоставлять докембрийские аналоги их, существенно важны горные ландшафты с сопровождающими их пьедмонтами, а также ландшафты аллювиальных, прибрежных равнин и др.; все они заслуживают особого изучения в связи с их не только общетеоретическим, но и практическим значением. Напомним, что в предгорных зонах, например, обычно накапливаются продукты разрушения пород, слагающих смежные горные сооружения, вследствие чего нередко именно здесь формируются в первую очередь россыпные, а также и другие месторождения полезных ископаемых, в том числе представляющих огромную ценность. Вообще роль континентального осадочного рудогенеза широко известна, поэтому практическое значение исследований континентальных палеоландшафтов для целей прогнозирования поисков месторождений полезных ископаемых представляется совершенно очевидным.

Методы изучения осадочных толщ, позволяющие реконструировать древние, в частности докембрийские, ландшафты, хорошо разработаны в нашей стране, так как именно у нас широко применяется сравнительно-литологический и формационный анализы, позволяющие с необходимой строгостью восстанавливать для различных территорий типичные черты палеогеографии и условий седиментации, свойственные миновавшим геологическим эпохам [4, 11, 13, 18, 21—23, 26—31]. В сочетании

с обычными литологическими исследованиями, включающими современную диагностику тончайших геохимических черт состава древних осадков, а также с учетом фациальных сопоставлений и иных методических приемов, сравнительно-литологический и формационный анализы позволяют подойти, как нам сейчас представляется, к решению поставленной задачи реконструкции континентальных палеоландшафтов докембрия с наибольшей эффективностью. Во всяком случае, опыт формационного исследования континентальных красноцветных отложений показывает, что на этом пути могут быть достигнуты определенные успехи в деле распознавания древних континентальных ландшафтов [2, 3].

Приведем некоторые данные, поясняющие сказанное в отношении красноцветных отложений, принадлежащих к наиболее характерным осадкам, формирующимся в обстановке континентального литогенеза. Красноцветные отложения, как правило, по латерали фациально замещаются сероцветными морскими толщами и являлись как бы их антиподами, что позволяет надежно реконструировать по ним древние участки суши. Возможности образования красноцветных отложений определяются присутствием в атмосфере свободного кислорода и появлением в геологической истории континентальных областей на поверхности Земли, поступлением из областей сноса в том или ином виде пигментирующего материала и преобладанием жаркого климата как в областях денудации, так и в бассейнах седиментации. Типичная окраска этих отложений, обусловленная составом рассеянных минералов-красителей, таких, как гематит, гетит и др., наглядно указывает на их главным образом субаэральное происхождение. В современных условиях известно накопление красноцветных осадков в областях, тяготеющих к экваториальным и отчасти субтропическим климатическим зонам, где они наблюдаются в пределах более или менее обширных территорий, отличающихся чертами, свойственными ландшафтам пустынь, всхолмленных плато и предгорий (пьемонтов), а также аллювиальных и прибрежных равнин.

Новейшие пустынные ландшафты сейчас хорошо известны по детальным исследованиям советских и зарубежных ученых [9, 10, 12, 15, 24, 33, 35]. В частности, на примере изучения плиоценовых пустынных отложений Средней Азии А. В. Сидоренко [16, 17] показал, что в их формировании играют роль эоловые и водно-аккумулятивные процессы. При этом он особо подчеркнул, что в пустынях внетропических областей в зимне-весенний относительно влажный сезон эоловые процессы ослабляются и существенное развитие получают процессы, связанные с деятельностью текучих вод, тогда как в сухой летне-осенний сезон главная роль в формировании рельефа принадлежит ветру. В результате водно-аккумулятивных процессов создаются мощные аллювиальные, пролювиальные, дельтовые и озерно-дельтовые отложения. После отложения осадков в водной среде и выхода их из-под воды преобладающую роль в преобразовании рыхлого осадка приобретают эоловые процессы. В итоге песчаные массы материала, возникающие в результате эоловой деятельности, примешиваются к водно-аккумулятивным осадкам, вследствие чего самостоятельные толщи эолового происхождения в плиоценовых пустынях Средней Азии не возникают. Все же эоловые накопления такого более или менее ярко выраженного сложного типа широко распространены не только в современных пустынях, но установлены также среди палеозойских, мезозойских и третичных отложений [32]. Другой тип современных ландшафтов, сопровождаемых красноцветными осадками, представляют всхолмленные плато, что подтверждается исследованиями В. В. Добровольского [6, 7] в Восточной Африке. Аналоги этих ландшафтов в докембрии могут быть реконструированы по данным изучения рифейских красноцветных отложений Русской платформы. Примером красноцветных осадков, отвечающих новейшим ландшафтам пьемонтов, могут служить поздне-неогеновые терригенные толщи серии Сивалик в предгорьях Гималаев.

[8]. Близкого состава и строения докембрийские красноцветные отложения представлены соответствующими толщами Торридона, Дабаунта, Гурона, а также тасеевской и уянской сериями [1, 5, 14, 34, 36, 39].

Характерными типами современных аллювиальных и прибрежных равнин, в пределах которых отлагается терригенный материал с красящим железистым пигментом, служат некоторые районы Северной Америки, расположенные в низовьях рек Ред-Ривер, Рио-Гранде и Колорадо. Аналоги соответствующих отложений среди красноцветов докембрия имеются во многих районах распространения красноцветных отложений, к которым принадлежат, в частности, песчаники и другие красноцветы Торридона, а также тасеевской, ягулийской и других серий [1, 25, 37, 38]. В целом имеются все основания для выявления среди докембрийских красноцветов таких отложений, которые отвечают осадкам, формирующимся в настоящее время либо в обстановке пустынь, либо в условиях предгорий или возвышенных плато, либо в областях аллювиальных или прибрежных равнин. Изучение красноцветных отложений в палеоландшафтных аспектах на основе формационных и сравнительно-литологических исследований показало, кроме того, что, опираясь на соответствующие реконструкции, основанные на наиболее полном знании стратиграфических разрезов и возможностей их корреляции, представляется необходимым выделить в истории развития процессов седиментации ряд этапов, разделенных определенными рубежами. По этим данным для докембрийской истории могут быть намечены следующие рубежи и разделяющие их соответствующие этапы континентальной красноцветной седиментации: ниже-, средне-, верхнепротерозойский и вендский.

Оценивая общие методические подходы к решению задачи выявления палеоландшафтов на основании изучения красноцветных отложений, следует отметить ряд существенных моментов. Прежде всего мы сталкиваемся с необходимостью поиска в современной обстановке таких ландшафтов, в пределах которых формируются осадки, сходные с изученными. Затем по данным о составе и фациальной неоднородности древних осадочных комплексов устанавливаем особенности строения генетически разнородных типов осадков, составляющих эти комплексы, а также характер распределения фациальных сочетаний в пределах области распространения изучаемых отложений. При этом имеется в виду, что современные ландшафты, так же как и древние, неоднородны по особенностям размещения в них различных форм рельефа и локальных физико-географических обстановок, вследствие чего возникающие в их пределах осадки всегда полифациальны. Таким образом, современным ландшафтам, а следовательно, и палеоландшафтам отвечают полифациальные комплексы отложений, включающие сложные наборы пород, которые в разрезах представлены системой фациальных сочетаний, принадлежащих конкретным типам осадочных формаций. В итоге, сталкиваясь с древними толщами, при изучении которых мы ставим задачу выявления основных черт создавшего их палеоландшафта, мы обращаемся к изучению осадочных формаций во всем многообразии их проявлений. Построенные соответствующим образом исследования включают, следовательно, изучение и определение типа осадочных формаций, выявление набора свойственных им фациальных сочетаний, представленных типичным для данной формации набором осадочных пород различной фациальной принадлежности, и др.

В целом широкий фронт исследований, направленных на восстановление древних континентальных ландшафтов, требует многопланового и углубленного формационного и сравнительно-литологического изучения осадочных толщ, включающего выяснение особенностей состава пород, их структурных и текстурных черт, сравнительное сопоставление с современными осадками и другими аналогами их, определение роли органического вещества в процессе их образования и т. д. Изучение докембрийских континентальных ландшафтов представляет дополнительные трудности, обусловленные тем, что осадочные формации

соответствующего возраста нередко оказываются существенно метаморфизованными. В таких условиях возникает специфическая проблема «снятия» метаморфизма, т. е. восстановления первичного облика осадочных пород. Сложность и многоплановость проблем, возникающих при восстановлении ландшафтов геологического прошлого, выдвигает необходимость определения задач дальнейшего развертывания исследований. Для докембрийских континентальных ландшафтов эти задачи специально рассматривались по инициативе А. В. Сидоренко в Институте литосферы АН СССР. Такие исследования должны предусматривать решение следующих основных задач изучения докембрийских континентальных ландшафтов: 1) определение состава и возраста континентальных отложений, а также вопросы их корреляции; 2) реконструкцию палеоландшафтов областей накопления континентальных отложений докембрия; 3) выявление этапности континентальной седиментации в докембрии; 4) анализ металлогенических аспектов континентального литогенеза. Последовательная разработка этих проблем должна сопровождаться многоплановыми исследованиями, учитывающими необходимость всестороннего изучения докембрийских континентальных отложений.

В связи с изучением состава пород, вопросов их возраста и корреляции важно подчеркнуть значение исследований, направленных также на детальное исследование структур и текстур отложений и выявление их литолого-геохимических особенностей. Исходя из специфики докембрийских осадочных толщ, следует особое внимание уделять вопросам метаморфизма континентальных отложений с учетом данных по аутигенному минералообразованию. Знание состава и характерных черт строения пород позволит провести необходимое сравнение и выявить свойственные изучаемым отложениям парагенезисы пород и представляющие их типовые, формации или ассоциации осадочных континентальных образований, характерные для различных стратиграфических уровней докембрия. Таким образом, появится перспектива выявления общих закономерностей пространственного размещения докембрийских континентальных отложений и может быть подготовлена основа для реконструкции палеоландшафтов областей накопления континентальных отложений докембрия, а также более поздних образований.

В процессе выявления докембрийских континентальных ландшафтов необходимо располагать также данными, характеризующими современные и новейшие ландшафты, которые должны быть типизированы в соответствии с задачами проводимого исследования. Наряду с этим важно выявить реликтовые признаки древних континентальных ландшафтов, что возможно на основе сравнительно-литологического изучения осадочных толщ на актуалистической основе. При этом важно учитывать следующие примеры докембрийских континентальных ландшафтов, уже известных в настоящее время, хотя и недостаточно еще изученных с точки зрения задач палеоландшафтоведения: а) древние пустыни; б) предгорные равнины, включающие пояса пролювиальных и речных конусов выноса; в) всхолмленные плато; г) великие аллювиальные равнины со сложно распределенными внутри них погребенными речными долинами, озерами и дельтами рек; д) прибрежные равнины, сопровождаемые пляжевыми, лагунными и другими аналогичными образованиями.

Рассматривая проблему происхождения докембрийских ландшафтов, следует учитывать роль органического вещества, климата, вулканизма, тектоники и других факторов, оценивать значение которых возможно только на основе сравнительно-литологического и формационного исследования. При этом необходимо подчеркнуть, что изучение докембрийских континентальных палеоландшафтов исключительно важно еще и в целях выявления состава первичной земной атмосферы и ее общей эволюции на ранних стадиях развития Земли. Особое место в изучении докембрийского континентального литогенеза должно занимать вопросы этапности континентальной седиментации в докембрии.

[8]. Близкого состава и строения докембрийские красноцветные отложения представлены соответствующими толщами Торридона, Дабаунта, Гурона, а также тасеевской и уянской сериями [1, 5, 14, 34, 36, 39].

Характерными типами современных аллювиальных и прибрежных равнин, в пределах которых отлагается терригенный материал с красящим железистым пигментом, служат некоторые районы Северной Америки, расположенные в низовьях рек Ред-Ривер, Рио-Гранде и Колорадо. Аналоги соответствующих отложений среди красноцветов докембрия имеются во многих районах распространения красноцветных отложений, к которым принадлежат, в частности, песчаники и другие красноцветы Торридона, а также тасеевской, ягулийской и других серий [1, 25, 37, 38]. В целом имеются все основания для выявления среди докембрийских красноцветов таких отложений, которые отвечают осадкам, формирующимся в настоящее время либо в обстановке пустынь, либо в условиях предгорий или возвышенных плато, либо в областях аллювиальных или прибрежных равнин. Изучение красноцветных отложений в палеоландшафтных аспектах на основе формационных и сравнительно-литологических исследований показало, кроме того, что, опираясь на соответствующие реконструкции, основанные на наиболее полном знании стратиграфических разрезов и возможностей их корреляции, представляется необходимым выделить в истории развития процессов седиментации ряд этапов, разделенных определенными рубежами. По этим данным для докембрийской истории могут быть намечены следующие рубежи и разделяющие их соответствующие этапы континентальной красноцветной седиментации: нижне-, средне-, верхнепротерозойский и вендский.

Оценивая общие методические подходы к решению задачи выявления палеоландшафтов на основании изучения красноцветных отложений, следует отметить ряд существенных моментов. Прежде всего мы сталкиваемся с необходимостью поиска в современной обстановке таких ландшафтов, в пределах которых формируются осадки, сходные с изученными. Затем по данным о составе и фациальной неоднородности древних осадочных комплексов устанавливаем особенности строения генетически разнородных типов осадков, слагающих эти комплексы, а также характер распределения фациальных сочетаний в пределах области распространения изучаемых отложений. При этом имеется в виду, что современные ландшафты, так же как и древние, неоднородны по особенностям размещения в них различных форм рельефа и локальных физико-географических обстановок, вследствие чего возникающие в их пределах осадки всегда полифациальны. Таким образом, современным ландшафтам, а следовательно, и палеоландшафтам отвечают полифациальные комплексы отложений, включающие сложные наборы пород, которые в разрезах представлены системой фациальных сочетаний, принадлежащих конкретным типам осадочных формаций. В итоге, сталкиваясь с древними толщами, при изучении которых мы ставим задачу выявления основных черт создавшего их палеоландшафта, мы обращаемся к изучению осадочных формаций во всем многообразии их проявлений. Построенные соответствующим образом исследования включают, следовательно, изучение и определение типа осадочных формаций, выявление набора свойственных им фациальных сочетаний, представленных типичным для данной формации набором осадочных пород различной фациальной принадлежности, и др.

В целом широкий фронт исследований, направленных на восстановление древних континентальных ландшафтов, требует многопланового и углубленного формационного и сравнительно-литологического изучения осадочных толщ, включающего выяснение особенностей состава пород, их структурных и текстурных черт, сравнительное сопоставление с современными осадками и другими аналогами их, определение роли органического вещества в процессе их образования и т. д. Изучение докембрийских континентальных ландшафтов представляет дополнительные трудности, обусловленные тем, что осадочные формации

соответствующего возраста нередко оказываются существенно метаморфизованными. В таких условиях возникает специфическая проблема «снятия» метаморфизма, т. е. восстановления первичного облика осадочных пород. Сложность и многоплановость проблем, возникающих при восстановлении ландшафтов геологического прошлого, выдвигает необходимость определения задач дальнейшего развертывания исследований. Для докембрийских континентальных ландшафтов эти задачи специально рассматривались по инициативе А. В. Сидоренко в Институте литосферы АН СССР. Такие исследования должны предусматривать решение следующих основных задач изучения докембрийских континентальных ландшафтов: 1) определение состава и возраста континентальных отложений, а также вопросы их корреляции; 2) реконструкцию палеоландшафтов областей накопления континентальных отложений докембрия; 3) выявление этапности континентальной седиментации в докембрии; 4) анализ металлогенических аспектов континентального литогенеза. Последовательная разработка этих проблем должна сопровождаться многоплановыми исследованиями, учитывающими необходимость всестороннего изучения докембрийских континентальных отложений.

В связи с изучением состава пород, вопросов их возраста и корреляции важно подчеркнуть значение исследований, направленных также на детальное исследование структур и текстур отложений и выявление их литолого-геохимических особенностей. Исходя из специфики докембрийских осадочных толщ, следует особое внимание уделять вопросам метаморфизма континентальных отложений с учетом данных по аутигенному минералообразованию. Знание состава и характерных черт строения пород позволит провести необходимое сравнение и выявить свойственные изучаемым отложениям парагенезисы пород и представляющие их типовые, формации или ассоциации осадочных континентальных образований, характерные для различных стратиграфических уровней докембрия. Таким образом, появится перспектива выявления общих закономерностей пространственного размещения докембрийских континентальных отложений и, может быть подготовлена основа для реконструкции палеоландшафтов областей накопления континентальных отложений докембрия, а также более поздних образований.

В процессе выявления докембрийских континентальных ландшафтов необходимо располагать также данными, характеризующими современные и новейшие ландшафты, которые должны быть типизированы в соответствии с задачами проводимого исследования. Наряду с этим важно выявить реликтовые признаки древних континентальных ландшафтов, что возможно на основе сравнительно-литологического изучения осадочных толщ на актуалистической основе. При этом важно учитывать следующие примеры докембрийских континентальных ландшафтов, уже известных в настоящее время, хотя и недостаточно еще изученных с точки зрения задач палеоландшафтоведения: а) древние пустыни; б) предгорные равнины, включающие пояса пролювиальных и речных конусов выноса; в) всхолмленные плато; г) великие аллювиальные равнины со сложно распределенными внутри них погребенными речными долинами, озерами и дельтами рек; д) прибрежные равнины, сопровождаемые пляжевыми, лагунными и другими аналогичными образованиями.

Рассматривая проблему происхождения докембрийских ландшафтов, следует учитывать роль органического вещества, климата, вулканизма, тектоники и других факторов, оценивать значение которых возможно только на основе сравнительно-литологического и формационного исследования. При этом необходимо подчеркнуть, что изучение докембрийских континентальных палеоландшафтов исключительно важно еще и в целях выявления состава первичной земной атмосферы и ее общей эволюции на ранних стадиях развития Земли. Особое место в изучении докембрийского континентального литогенеза должны занимать вопросы этапности континентальной седиментации в докембрии.

Это тем более важно, поскольку история развития земной коры в докембрии может быть раскрыта только на основании изучения последовательности этапов осадкообразования [19, 20]. Такого плана исследования должны охватывать разработку вопросов выявления этапов развития процессов континентальной седиментации в докембрии, определения главных рубежей, разделяющих отдельные этапы и обуславливающих специфику поворотных моментов в общем развитии процессов докембрийской континентальной седиментации, и, наконец, сравнительную характеристику разновозрастных континентальных отложений докембрия. Разработка всех этих проблем, несомненно, подготовит реальную возможность создания общей теории континентального литогенеза в докембрии.

Развитие на основе предлагаемой проблемы теоретических представлений создает фундамент для практического рассмотрения металлогенических аспектов континентального литогенеза, включающих следующие основные вопросы: а) выявление основных критериев прогнозирования поисков россыпных, остаточных (коры выветривания) и других типов осадочных месторождений полезных ископаемых, связанных с континентальным литогенезом; б) определение типов полезных ископаемых, свойственных различным палеоландшафтам — древним пустыням, всхолмленным плато, предгорным, а также аллювиальным и прибрежным равнинам; в) анализ закономерностей пространственного и хронологического размещения полезных ископаемых в континентальных отложениях докембрия.

Развертывание намечаемой сложной системы разработок, направленных на изучение докембрийских континентальных ландшафтов, возможно только при широком участии в исследованиях большого коллектива специалистов из различных геологических организаций, как теоретиков, так и практиков. Представляя общий обзор стоящих перед нами проблем в области изучения древних, прежде всего докембрийских, континентальных ландшафтов, мы полагаем, что, во-первых, такие исследования должны быть распространены в дальнейшем на различные эпохи жизни Земли, во-вторых, подобного типа исследованиями следует охватить в будущем и другие виды осадочных, а также и вулканогенных образований. Иначе говоря, начало исследований докембрийских континентальных ландшафтов следует рассматривать как первый шаг в решении большой теоретической суперпроблемы изучения древних ландшафтов Земли. Можно надеяться, что вокруг этой проблемы будут объединены усилия многих ученых и практиков, ведущих исследования по выявлению основных закономерностей размещения полезных ископаемых.

Литература

1. *Анатольева А. И.* Древняя красноцветная терригенно-гематитовая формация на юго-западе Сибирской платформы. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1968, № 5, с. 79—91.
2. *Анатольева А. И.* Домезозойские красноцветные формации. Новосибирск: Наука, 1972. 346 с.
3. *Анатольева А. И.* Главные рубежи эволюции красноцветных формаций. Новосибирск: Наука, 1978. 189 с.
4. *Ботвинкина Л. Н.* Древний ландшафт Земли. М.: Знание, 1973. 64 с.
5. *Гамалея Ю. Н.* Формационный анализ и история развития юго-восточной части Сибирской платформы в докембрии. — Геотектоника, 1968, № 6, с. 34—45.
6. *Добровольский В. В.* Коры выветривания Восточной Африки. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 12, с. 34—43.
7. *Добровольский В. В.* Геохимические особенности экваториальных ландшафтов Африки. — В кн.: Геохимия ландшафтов. М.: Изд-во МГУ, 1975, с. 100—132.
8. *Докка М., Попов В. И., Кирсанов Ф. П.* Сравнительная характеристика сиваликских и среднеазиатских кайнозойских молассовых формаций. — В кн.: К геохимии и литологии Средней Азии. III научная сессия. Ташкент, 1969, с. 39—57.
9. *Личков Б. Л.* К вопросу о климатах прошлого Земли и ископаемых пустынях. — Изв. Таджикского филиала АН СССР, 1944, № 4, с. 155—185.
10. *Личков Б. Л.* О времени создания на Земле современных пустынь и о времени появления в них древних околоторных аллювиальных разливов и околоторных артезианских бассейнов. — Геол. сб. № 5—6 Львовского геол. о-ва. Изд-во Львовск ун-та, 1958, с. 510—518.

11. Лунева О. И. Основные принципы палеогеографических реконструкций докембрия.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 6, с. 68—79.
12. Мурзаев Э. М. Природа Синьцзяна и формирование пустынь Центральной Азии. М.: Наука, 1966. 382 с.
13. Перельман А. И. Геохимия ландшафтов. М.: Географгиз, 1961. 496 с.
14. Пиенаар П. Дж. Докембрийские ураноносные конгломераты Онтарио. М.: Мир, 1967. 198 с.
15. Сидоренко А. В. Денудационные и аккумулятивные пустыни Средней Азии.— Докл. АН СССР, 1950, т. 70, № 5, с. 863—866.
16. Сидоренко А. В. Континентальные отложения восточных Каракумов и их происхождение.— Докл. АН СССР, 1953, т. 92, № 3, с. 653—657.
17. Сидоренко А. В. Эоловая дифференциация вещества в пустыне.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1956, № 3, с. 3—22.
18. Сидоренко А. В. Изучение докембрия — важная задача современной геологии.— Вестн. АН СССР, 1965, № 10, с. 10—15.
19. Сидоренко А. В. Предисловие в кн. Пиенаара П. Дж. Докембрийские ураноносные конгломераты Онтарио. М.: Мир, 1967, с. 5—8.
20. Сидоренко А. В. О едином историко-геологическом принципе изучения докембрия и постдокембрия.— Докл. АН СССР, 1969, т. 186, с. 166—169.
21. Сидоренко А. В. Некоторые научные и практические вопросы современной литологии.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 6, с. 3—13.
22. Сидоренко А. В. Осадочная геология докембрия — состояние науки, проблемы и задачи.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М., 1975, вып. 4, кн. 1, с. 5—15.
23. Сидоренко А. В. Докембрийские коры выветривания, поверхности выравнивания и эпохи континентальных перерывов в истории докембрия.— В кн.: Докембрийские коры выветривания. М., 1975, с. 5—15.
24. Синицын В. М. Центральная Азия. М.: Изд-во геогр. лит., 1959. 456 с.
25. Соколов В. А., Галдобина Л. П., Рылеев А. В., Сацук Ю. И., Светов А. П., Хейсканен К. И. Геология, литология и палеогеография ятулия центральной Карелии. Петрозаводск, Карелия, 1970. 366 с.
26. Страхов Н. М. О сравнительно-литологическом направлении и его ближайших задачах.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1945, № 3—4, с. 34—49.
27. Страхов Н. М. Историко-геологические типы осадконакопления.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 2, с. 39—72.
28. Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 525 с.
29. Тимофеев П. П. Угленосные формации и их роль в познании осадочного процесса.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 6, с. 14—25.
30. Шатский Н. С. На теоретическом фронте советской геологии.— Сов. геология, 1939, № 8, с. 3—6.
31. Шатский Н. С. Парагенезы осадочных вулканогенных пород и формаций.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 5, с. 3—23.
32. A study of global sand seas. Geol. Survey Professional Paper. 1052. Washington, 1979. 429 p.
33. Cooke K. U., Warren A. Geomorphology in deserts. London, 1873. 374 p.
34. Donaldson J. A. The Dubawnt group, district of Keewatin and Mackenzie.— Geol. survey of Canada Paper 64—20, Ottawa, 1965. 12 p.
35. Glennie K. W. Desert sedimentary environments. Elsevier, Amsterdam, 1970. 222 p.
36. Roscoe S. M. Huronian rocks and uraniferous conglomerates.— Geological Survey of Canada Paper 64—40. Ottawa, 1969, 205 p.
37. Selley R. C. Diagnostic characters of fluvial sediments of the Torridonian formation (Precambrian) of northwest Scotland — J. sediment. petrol., 1965, v. 35, № 2, p. 366—380.
38. Stewart A. D. Pre-cambrian landscapes in northwest Scotland.— Geol. J., 1972, v. 8, pt 71, p. 111—124.
39. Williams G. E. Characteristics and origin of a precambrian pediment.— J. geol., 1969, v. 77, № 2, p. 183—207.

Институт литосферы АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
20.II.1981

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК [549.521.51 : 551.311.231] : 551.861/79

**О ВЛИЯНИИ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ
НА ХАРАКТЕР ИЗОМОРФНЫХ ЗАМЕЩЕНИЙ В ГЕТИТЕ
ИЗ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ УЛЬТРАБАЗИТОВ**

ФУРМАКОВА Л. Н., МИХАЙЛОВ Б. М.

В геологической истории Земли коры выветривания ультрабазитов возникали на разных стратиграфических уровнях и в различных фациальных обстановках. Профиль их заканчивался горизонтом железистых пород — зоной охр, сложенной преимущественно гетитом и в меньшей степени гематитом. Проведенное нами детальное изучение состава гетитов из зоны охр различного возраста дало возможность выявить их существенное различие, обусловленное главным образом изоморфизмом железа и алюминия в решетке минералов. Анализ пространственного и временного размещения гетитов с различной степенью изоморфного замещения железа алюминием позволил высказать ряд предположений о влиянии палеогеографических обстановок на процессы изоморфизма и тем самым определить путь решения обратных задач.

Изучение изоморфизма проводилось с применением рентгеноструктурного анализа. Методика определения степени изоморфного замещения железа алюминием в гетите разработана Р. Тилом [4]. Суть ее состоит в следующем: близость величин ионных радиусов Al^{+3} и железа определяет возможность изоморфного замещения железа алюминием в решетке гетита. Поскольку ионный радиус Al^{+3} меньше, чем Fe^{+3} , такое замещение вызывает уменьшение межплоскостных расстояний в решетке гетита. По величине этого уменьшения и определяется количество изоморфной примеси $AlOON$ в гетите. Наибольшее замещение железа алюминием наблюдается в гетитах из латеритных (псевдоморфных) бокситов, непосредственно развитых на алюмосиликатных породах, в которых молярная доля $AlOON$ достигает 25—30%. Это и понятно, поскольку в подобных корах выветривания всегда присутствует «свой» автохтонный алюминий. В то же время в корах выветривания на ультрабазитах, практически не содержащих алюминия, образование алюмогетитов свидетельствует о привносе алюминия, т. е. о существенном изменении (повышении) его миграционных способностей. В связи с этим именно в корах выветривания на ультрабазитах наблюдается наибольшее разнообразие в замещении железа алюминием в гетитах.

В литературе известны данные, касающиеся только кор выветривания ультрабазитов современной тропической зоны Земли (районы Западной Африки и Австралии). Установлено, что молярное содержание алюминия в гетитах увеличивается вверх по профилю от 0 в зонах нон-тронитов и выщелоченных серпентинитов до 11—12% в структурных охрах и иногда до 29% в зоне бесструктурных охр [1, 5]. В исследованных нами гетитах из разновозрастных кор выветривания ультрабазитов молярное содержание алюминия в зоне охр менялось от 0—5 до 17%. Были изучены коры выветривания позднего триаса (Южный Урал), раннего мела (Тургайский прогиб), олигоцена (Урал, Мугоджары) и олигоценчетвертичного возраста (Куба).

Ультраосновные породы герцинских ультрабазитовых поясов Урала и Тянь-Шаня впервые подверглись интенсивному выветриванию в T_3 — I_1 , эпоху корообразования. Профиль этой коры выветривания в настоящее время хорошо сохранился под покровом угленосных отложений нижней — средней юры на севере Орской депрессии в пределах Халиловского массива серпентизированных дунитов и перидотитов. Здесь известна сравнительно крупная по запасам Халиловская группа месторождений железных руд, природно легированных Ni, Co, V. В разрезе месторождения выделяются два комплекса пород: элювиальный, представленный хорошо сохранившейся структурной корой выветривания, и делювиально-пролювиальный, сложенный продуктами более поздней переработки и переотложения главным образом самой верхней охристой зоны коры выветривания [2]. Эти комплексы существенно отличны по степени изоморфизма железа и алюминия. В элювиальных структурных охрах молярное содержание $AlOON$ в решетке гетита достигает 20%.

МЕЛ

Меловая (точнее, альб-туронская) эпоха корообразования, широко проявившаяся на большей части территории СССР, характеризовалась наиболее интенсивной гипергенной дифференциацией вещества, приведшей к возникновению многочисленных месторождений бокситов, силикатных руд никеля, железа и других полезных ископаемых. Значительная часть меловых кор выветривания ультрабазитов Урала впоследствии была либо уничтожена, либо преобразована. Полный неизменный профиль их сохранился лишь в пределах отдельных массивов под покровом меловых отложений. Этот профиль был нами изучен в Прииргизье на Бесобинском серпентинитовом массиве [3]. В пределах этого массива наряду с элювиальными структурными охрами широко развиты переотложенные, часто валунчатые железные руды с высокими содержаниями Ni, Co и Cr, т. е., очевидно, представляющие собой продукты переотложения коры выветривания ультрабазитов. Все образцы железистых образований, взятые из района этого массива, содержат до 16% алюминия в решетке гетита. Интересно отметить, что по соседству с этим массивом располагаются рудные тела Кировского месторождения бокситов также альб-сеноманского возраста. Тот же альб-сеноманский возраст имеет и кора выветривания на Ак-Каргинском массиве ультрабазитов, охра которой содержат до 22% $AlOON$.

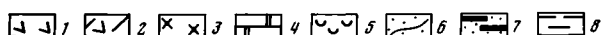
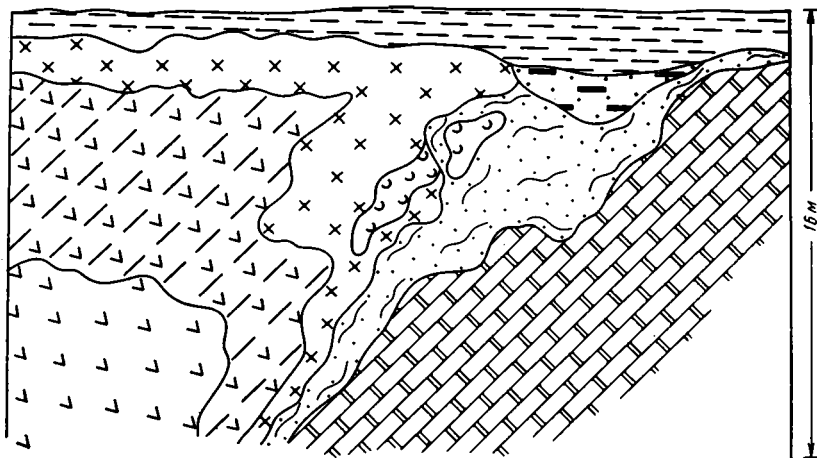
ОЛИГОЦЕН

Олигоценовая эпоха корообразования на территории СССР хотя и проявилась довольно широко, но возникавшие в это время коры выветривания нигде не заканчивались латеритными образованиями, содержащими минералы гидроокиси алюминия. Среди олигоценовых отложений полностью отсутствуют и продукты переотложения латеритов — бокситы, алюможелезистые руды. В то же время для олигоценовой эпохи корообразования весьма характерно накопление железа как в корах выветривания, так и в продуктах их переотложения. К олигоцену относятся и формирование крупнейших (с миллиардными запасами) месторождений оолитовых и бобовых руд железа (Лисаковское на севере Тургайского прогиба, Талды-Эспе, Кутан-Булак в Приаралье и др.). Олигоценовые железистые горизонты в корах выветривания ультрабазитов характеризуются широким распространением в них процессов окремнения, а также сохранностью минералов начальных степеней выветривания пород (хлоритов, серпентина).

Коры выветривания, сформированные преимущественно в олигоценовое время, как правило, либо вообще не содержат алюминия в решетке гетитов, либо количество его не превышает первых молярных процентов (таблица). Более детально этот процесс нами был исследован на Ли-

Содержание изоморфной примеси $AlOОН$ в гетите из кор выветривания ультраосновных пород

№ образца	Возраст	Район	Минералогический состав образца	Тип породы, зона коры выветривания	Величина $d(111)$ гетита, Å	Молярное содержание $AlOОН$ в гетите, %
15/4433	Поздний триас	Орско-Халиловский	Железистый хлорит, гетит, алюминистый антигорт, кварц	Охры коры выветривания по серпентинитам (латеритовая пористая руда)	2,423	20,5
5/4102			Гетит, гематит, сидерит	Линзообразные тела железных руд	2,420	22
78-4	Ранний мел	Тургайский прогиб (Бес-Оба)	Кварц, гематит, каолинит, гетит, гиббсит	Плотный обломочно-бобовый железняк	2,428	16
81-4	»	»	Гетит, каолинит, гематит	Плотный железняк	2,428	16
389-6	»	Тургайский прогиб (Ак-Карга)	Гематит, гетит, магнетит	Охры коры выветривания по серпентинитам	2,429	15
391-6	»	»	Гематит, магнетит, гетит, сидерит	»	2,429	15
С 1216 г. 35 м	Олигоцен	Северо-запад Тургайского прогиба (г. Магнитогорск)	Монтмориллонит, антигорт, гетит (следы)	»	2,447	3
С 1216 г. 47 м	»	»	Монтмориллонит, кварц, каолинит, кальцит	»	Гетита нет	
С 1912 г. 5 м	»	»	Хлорит, монтмориллонит, каолинит, сл. гетита	»	По ИКС — 0	
С 1912 г. 58 м	»	»	Хлорит, кварц, каолинит, монтмориллонит, доломит	»	Гетита нет	
139-9	»	Липовское м-ние железных руд	Гетит, кварц	Охры	2,445	5
140-9	»	»	Хлорит, тальк, кварц, гетит	Желтые охры	По ИКС < 4 Гетита нет	
142-9	»	»	Кварц, хлорит, монтмориллонит, нонтронит	Бесструктурные охры		
141-9	»	»	Гетит, кварц	Структурные охры	2,449	2
IV	Олигоцен-четвертичное время	Куба, Пинарес-де-Маяри	Гетит, нонтронит, магнетит	Обоженные нонтрониты	2,454	0
III	»	»	Гетит без Al, гетит с Al, кварц, нонтронит	Структурные охры	2,435	13
II	»	»	Гетит, гематит, кварц, магнетит	Бесструктурные охры	2,429	20
I	»	»	Гетит, гематит, хромпикотит, магнетит	»	2,440	7
IX	»	»	Гетит, гематит, магнетит, хромпикотит	Кираса	2,452	0



Разрез карстовой воронки на Липовском месторождении никеля
 1 — серпентиниты; 2 — нонтрониты; 3 — доломитистый известняк; 4 —
 окрепшие участки; 5 — рудные образования; 6 — карстовые алевроли-
 ты; 7 — углистые отложения; 8 — четвертичные отложения

повском месторождении никеля, где никеленосные рудные образования преимущественно залегают в карстовых депрессиях (фигура). Образцы были отобраны из всех зон коры выветривания и из отложений, заполняющих карстовые полости. Гетит из всех изученных образцов либо полностью лишен алюминия, либо содержал его в ничтожных количествах (см. таблицу).

ОЛИГОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНАЯ КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ НА УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОДАХ КУБЫ

Анализ минерального состава профиля латеритной коры выветривания на ультраосновных породах Кубы показал, что в его строении повсеместно выделяются две обособленные зоны: нижняя, сложенная выщелоченными серпентинитами и нонтронитами, частично обохренными, и верхняя — зона охр, иногда бронированная кирасой. Закономерности формирования и распространения этих зон существенно различны. Охры как структурные (псевдоморфные), так и бесструктурные (рыхлые) развиты только там, где ультрабазиты выходили на дневную поверхность в постэоценовое время. Они залегают либо на нонтронитах, либо непосредственно на слабовыщелоченных серпентинитах. Бесструктурные охры, как правило, выполняют неровности микрорельефа. В нижней зоне преобладают выщелоченные серпентиниты. Нонтрониты развиты главным образом вдоль многочисленных субвертикальных зон дробления, образуя линейные тела шириной до 5—10 м. Анализ гетитов по всему разрезу коры выветривания показал, что наибольшее содержание $AlOON$ в их структуре (около 17%) отмечается в подзоне структурных охр. Выше по разрезу в рыхлых охрах количество $AlOON$ снижается до 5%, а в железных рудах, формирующихся на поверхности коры выветривания, развит гетит без изоморфной примеси алюминия. Здесь же присутствуют гематит и гиббсит.

На материалах кубинских разрезов удалось проследить поведение алюминия в процессе формирования коры выветривания, привнос которого в кору выветривания начинается только с подзоны структурных охр. Отсутствие в этой подзоне минералов гидроокиси алюминия при наличии алюмогетита позволяет считать, что именно он является первичным концентратом алюминия в коре выветривания ультрабазитов. Распад алюмогетитов происходит одновременно с разрушением первичной структуры серпентинитов, контракцией пород и формированием

подзоны рыхлых охр. Этот процесс сопровождается образованием гематита, гиббсита и лишнего алюминия гетита. Анализ результатов изучения вещественного состава и строения верхних горизонтов разновозрастных кор выветривания ультрабазитов позволяет произвести четкое разделение всех рассмотренных разрезов на две группы: 1) коры выветривания, содержащие алюмогетит в зоне структурных охр (T_3-I_1 ; К, Φ_3-Q , Куба); 2) коры выветривания, заканчивающиеся горизонтом структурных, обычно кремнистых охр, в гетите которых не содержится алюминий или молярное содержание его не превышает 5% $AlO(OH)$ (Φ_3 , Урал).

Общим признаком для разновозрастных профилей кор выветривания 1-й группы был жаркий, переменнo-влажный климат и размещение их в положительных или воздымающихся частях палеорельефа. Эти условия способствуют полному разложению силикатных и алюмосиликатных пород с высвобождением окислов и гидроокислов алюминия и железа. Появление ионов алюминия в растворе — обязательное условие для возникновения Al -гетитов с высокими степенями замещения. Но поскольку присутствие ионов алюминия в растворах и свободных гидроокислов железа в породах служит одновременно показателем бокситообразования, можно считать, что появление Al в гетите из зоны охр в коре выветривания ультрабазитов является индикатором также палеогеографических обстановок, которые способствовали возникновению бокситов в данном районе в корях выветривания основных пород. Это положение подтверждается фактическим материалом. Для всех изученных районов в эпохи, отнесенные к 1-й группе разрезов, известны месторождения бокситов. Напротив, в олигоцене, характеризовавшемся на большей части нашей страны умеренно влажным теплым климатом, не известны даже проявления бокситов. В некоторых случаях, как, например, на Кубе, изучение закономерностей распределения по различным зонам профиля выветривания гетитов с различной степенью замещения железа алюминием позволяет выявить два этапа корообразования, которым соответствовали различные палеогеографические условия.

Литература

1. Балкаш Б., Бардоши Д. Исследование процессов латеритизации.— В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1976, вып. 14, с. 3—14.
2. Гуткин Е. С., Березницкая Р. Я. Верхнетриасовые бокситы и латериты восточного склона Южного Урала.— Сов. геология, 1970, № 1, с. 48—62.
3. Куликова Г. В. Минералогия латеритной коры выветривания на ультраосновных породах в юго-западной части Тургайского прогиба.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1970, т. 169, с. 197—203.
4. Thiel R. Zum System α - $FeO(OH)$ — α - $AlO(OH)$.— Z. anorg., allgem. Chem., 1963, B. 326, Hf. 1, S. 70—78.
5. Zeissink H. E. The Mineralogie and Geochemistry of a Nickeliferous Laterite Profile.— Mineralium deposita, 1969, v. 4, № 2, p. 132—152.

ВСЕГЕИ,
Ленинград

Поступила в редакцию
9.II.1981

УДК 551.332.21 : 552.52

ОБ ОДНОМ ВАРИАНТЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ГЛИНИСТОГО ВЕЩЕСТВА В ПРОЦЕССЕ МОРЕННОГО СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА

ЛАВРУШИН Ю. А., ЦИПУРСКИЙ С. И., ГОЛУБЕВ Ю. К.

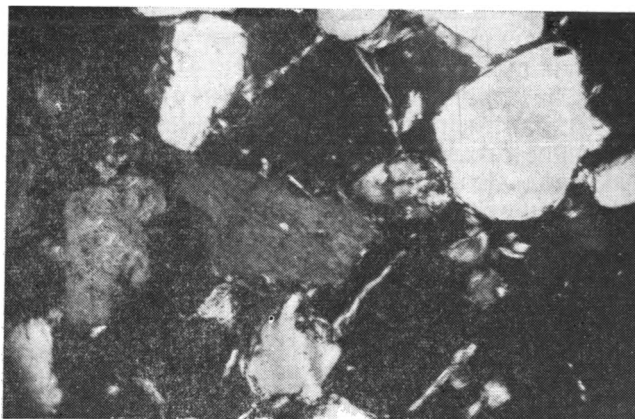
подавляющее большинство исследователей ледниковых отложений рассматривают глинистое вещество, содержащееся в морене, как весьма консервативное образование, захваченное из пород ледникового ложа и

не подвергавшееся в процессе моренного седиментогенеза каким-либо преобразованиям. Основанием для подобных представлений послужили многочисленные данные «валовых» рентгеноструктурных исследований глинистого вещества, полученные учеными многих стран. Однако до сих пор в литературе практически отсутствуют данные по структурным преобразованиям глинистого вещества при ассимиляции ледниковым покровом глинистых пород ледникового ложа или по простираанию моренного пласта в зависимости от той или иной динамической обстановки его формирования.

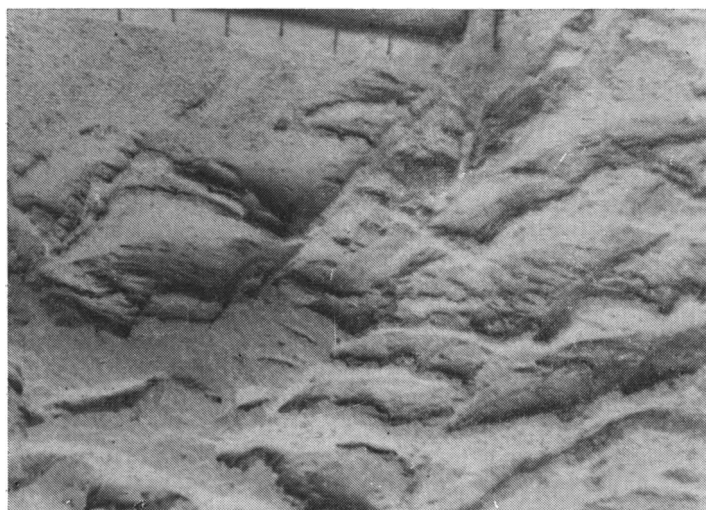
Проведенные нами исследования отторженцевой фации конечных морен на территории Белоруссии (окрестности г. Гродно), Смоленской и Калужской областей позволяют высказать мнение о том, что в процессе моренного седиментогенеза на отдельных участках моренного пласта происходят структурные преобразования глинистых минералов. Обратимся прежде всего к конкретному геологическому материалу. В окрестностях г. Гродно изучался карьер «Обухово», в котором был вскрыт фрагмент крупной конечно-моренной гряды. В рабочей стенке карьера были вскрыты крупные отторженцы протяженностью по разрезу около 100 м, отделенные друг от друга полуоблекающими их выходами пластов красно-бурого моренного суглинка. Протяженность выходов морены по стенке карьера колебалась в пределах 20—30 м. В центральной части разреза в одном из отторженцев, сложенном хорошо промытыми серовато-палевыми мелкозернистыми, преимущественно кварцевыми дислоцированными песками, вблизи выхода моренного суглинка установлены субгоризонтальные, иногда выклинивающиеся слабоизвилистые прослои того же самого песка, сцементированные глинистым веществом. Окраска прослоев близка к цвету моренного суглинка, мощность их иногда достигала 10 см, а мощность прослоев несцементированного песка до 20 см.

Описанные прослои по своей природе являются пологопадающими плоскостями надвигов, рассекающих отторженец в краевой его части. Многие из них непосредственно примыкали к выходу моренного суглинка. В шлифах из этих слабосцементированных прослоев можно было видеть большое количество глинистого вещества в виде отдельных чешуек или пластинок, обычно прикрепленных с какой-либо одной стороны обломочного зерна. Размер чешуек не превышал 0,05 мм по длинной оси (фиг. 1). При использовании одного николя глинистые чешуйки в шлифах имели светло-бурую окраску, а в скрещенных николях характеризовались желтыми интерференционными цветами. Надо отметить, что описанные прослои по внешнему виду иногда похожи на обычные почвенные ортзанды. Поэтому, учитывая их природу, мы называли их гляциотектоническими псевдоортзандами.

Морфологический тип псевдоортзандов может иметь и другую форму. Так, например, в карьере «Груздово» на юго-восточной окраине г. Сафонов в Смоленской области псевдоортзанды развиты в толще песчанного отторженца вдоль плоскостей многочисленных перекрещивающихся сколов и образуют своеобразную решетку или сетку красно-бурого цвета (фиг. 2). Карьер «Груздово» вскрывает пологий проксимальный склон конечно-моренной гряды. Как и в предыдущем случае, в разрезе обнажены отложения отторженцевой фации. Песчаные и песчано-галечные отторженцы содержатся в красно-буром моренном суглинке (фиг. 3). Псевдоортзанды приурочены к отторженцам светло-палевого среднезернистого песка преимущественно кварцевого состава. Мощность сцементированных глинистым веществом участков песка обычно колеблется от 5—7 до 10—15 см. При этом важно подчеркнуть, что интенсивность пропитки глинистым цементом возрастает вблизи выходов моренного суглинка. Тем не менее внутри образованной псевдоортзандами решетки всегда сохраняются участки несцементированного песка. В шлифах отчетливо видно, что цементирующее глинистое вещество обволакивает тонкой пленкой обломочные зерна, а иногда заполняет все межзерновое пространство. При одном никеле глинистое вещество в шлифах имеет



Фиг. 1. Глинистый цемент псевдоортзанда: николи+, увел. 100

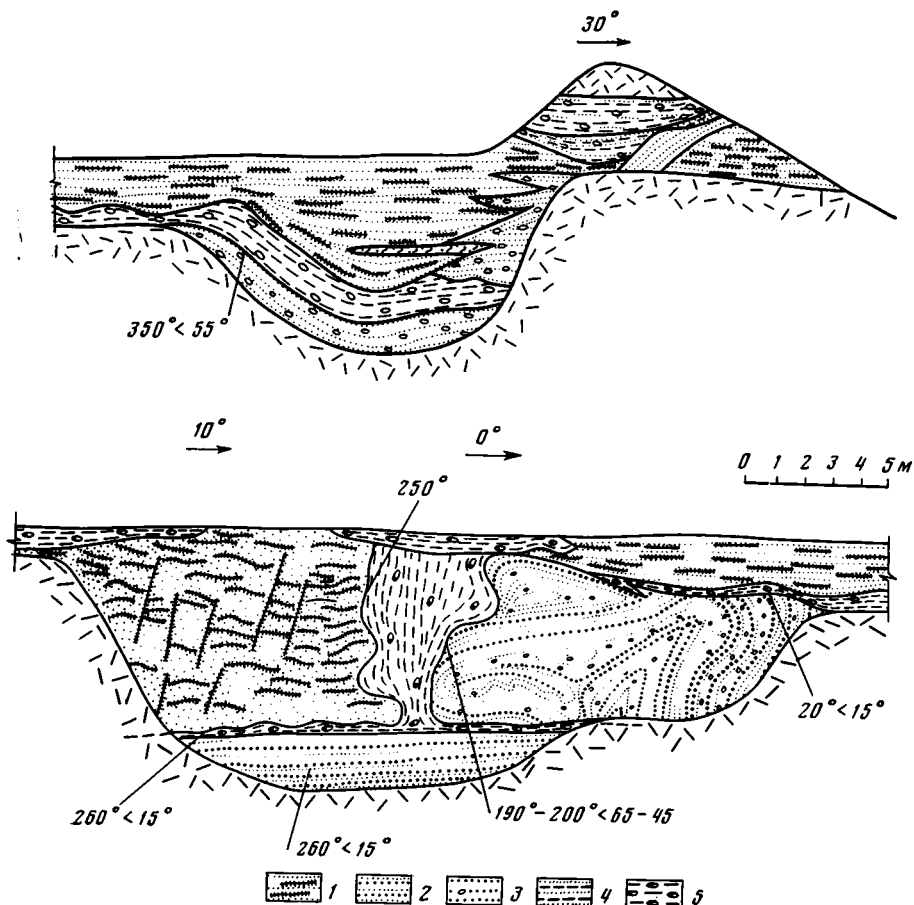


Фиг. 2. Псевдоортзанды в песчаном отторженце карьера «Груздово»

красный цвет, а в скрещенных николях для него свойственны желтовато-красные интерференционные цвета.

Прежде чем перейти к изложению результатов специального исследования глинистого вещества, важно отметить два обстоятельства. Во-первых, разрезы, для которых характерны описанные явления, находятся на значительном расстоянии друг от друга. Во-вторых, для обоих случаев, судя по типу нарушений, обнаруженных в отторженцах, можно полагать, что они находились в мерзлом состоянии. Вместе с этим пространственная приуроченность гляциотектонических псевдоортзандов к выходам в разрезах к моренному суглинку дает основание полагать, что при разрядке возникших в теле отторженцев в виде надвигов или сколов вдоль их плоскостей происходило частичное оттаивание породы и нагнетание в них под большим давлением глинистого вещества.

Обратимся теперь к результатам сравнительного рентгеновского и электронографического изучения глинистого вещества из моренного суглинка и гляциотектонических псевдоортзандов. Это исследование было предпринято с целью определения фазового состава и степени структурного совершенства глинистых минералов. Рентгеновские дифрактограммы образцов глинистого вещества моренного суглинка и псевдоортзандов имеют определенные различия (фиг. 4). Рассмотрим прежде всего

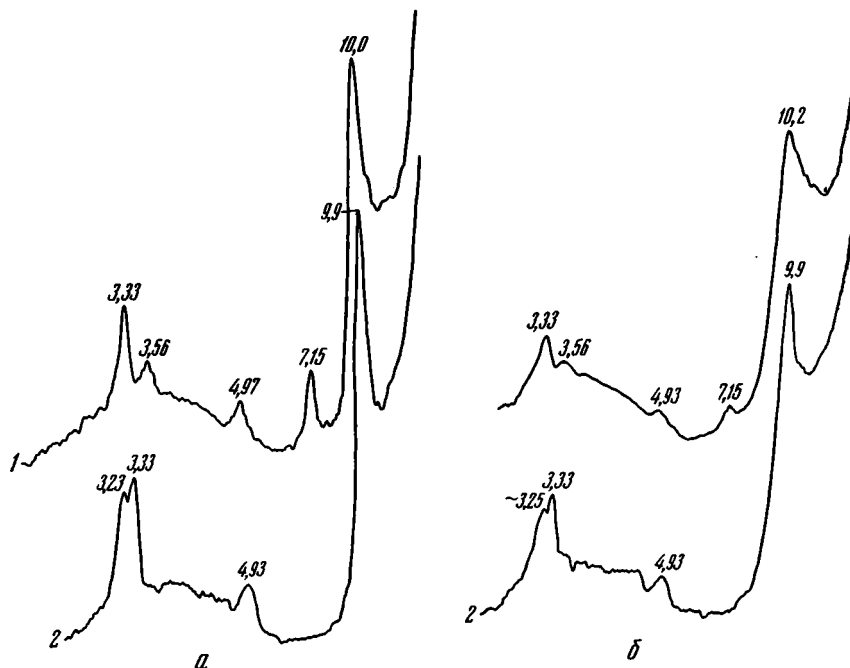


Фиг. 3. Разрез карьера «Груздово»

1 — песчаные отторженцы с развитыми в них псевдоортзандами; 2 — отторженцы, сложенные песчано-галечным материалом; 3 — отторженцы, представленные грубозернистыми песками; 4 — отторженцы, сложенные алевритистым песком; 5 — красно-бурый моренный суглинок

дифрактограммы глинистого вещества моренного суглинка. В природном и насыщенном глицерином состоянии на них фиксируются целочисленные серии базальных отражений $00l$ с $d(001) = 10,0$ Å, соответствующие слюдистому минералу. Особенность дифрактограмм прокаленного образца состоит в том, что значение межплоскостного расстояния первого малоуглового базального рефлекса уменьшается до 9,9 Å и появляется дополнительное базальное отражение с $d \approx 3,2$ Å, что свидетельствует о наличии еще одной фазы с высотой пакетов 9,6 Å. Эта фаза, находясь в гидратированном состоянии, имеет базальные отражения, совпадающие с отражениями слюдистого компонента на дифрактограммах природных и насыщенных глицерином образцов. Наличие каолинитового минерала фиксируется по базальным отражениям с межплоскостными расстояниями d , равными 7,15 и 3,56 Å; на дифрактограммах прокаленных препаратов эти отражения исчезают. Повышение фона в области 5—2,5 Å на дифрактограмме природного препарата связано с присутствием в образцах аморфного вещества. На дифрактограмме разориентированного образца слабые отражения с d , равными 2,69 и 1,45 Å, свидетельствуют о наличии гематита. Таким образом, для глинистого вещества из моренного суглинка основным компонентом является слюдистый минерал с подчиненным содержанием каолинита, гематита и аморфного вещества.

Дифрактограммы ориентированных воздушно-сухих препаратов глинистого материала псевдоортзандов содержали не строго целочисленные



Фиг. 4. Типичные дифрактограммы глинистой фракции морены (а) и псевдо-ортзанда (б)
Образцы: 1 — природный, 2 — прокаленный

серии базальных отражений с межплоскостными расстояниями d , равными 10,2, 4,93 и 3,33 Å. Для первого малоуглового отражения наблюдается значительное уширение и асимметрия в сторону малых углов (см. фиг. 4). После насыщения образца глицерином асимметрия этого рефлекса усиливается, увеличивается фон в области малых углов, значение d снижается до 10,0 Å. Все это свидетельствует о наличии слюдистого вещества, которое не однородно, а содержит в среднем около 20% разбухающих слоев. Однако если не обращать внимания на детали, то сравнение дифрактограмм природных и насыщенных глицерином образцов псевдоортзандов и моренного суглинка показывает, что состав глинистого вещества в целом является идентичным. Помимо слюдистого вещества в него входит также каолинит, гематит и аморфная фаза. После прокаливании препаратов на всех дифрактограммах фиксируется дополнительная фаза с высотой пакетов 9,6 Å.

Для образцов глинистого вещества моренных суглинков и псевдоортзандов в условиях вакуумной обезвоженности были получены электронограммы косых текстур (ЭКТ). Для образцов из моренного суглинка характерны четкие отражения с пространственными индексами hkl как с $k=3n$, так и с $k \neq 3n$, что характерно для трехмерно-упорядоченного минерала. Индексирование рефлексов электронограмм и анализ их интенсивностей показал, что основная фаза представлена диоктаэдрической Al-содержащей слюдой политипной модификации $2M_1$. Параметры элементарных ячеек $2M_1$ слюд представлены в табл. 1. Кроме того, на первом эллипсе электронограмм регистрируются слегка диффузные отражения, не принадлежащие слюде $2M_1$. Если им приписать индексы $\bar{1}12$ и 112 , соответствующие политипной модификации слюды $1M$, то для этой фазы получим параметры элементарной ячейки: $a=5,2$ Å; $b=9,0$ Å; $c \sim 9,8$ Å; $\beta \approx 100,5^\circ$. Очевидно, что такая же фаза регистрировалась на рентгеновских дифрактограммах прокаленных образцов. Необычная особенность этой фазы — малый параметр $c \sin \beta \approx 9,6$ Å. Вероятно, ее структура образована совокупностью слоев 2:1, а межслоевые промежутки заняты молекулами воды. В природных условиях судя по рентге-

Параметры элементарных ячеек слюдястых минералов по данным электронографического метода, Å

№ образца	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	β°	<i>c</i> sin β	Политип
9-79	5,20	9,01	19,95	96,0	19,85	2M ₁
	5,20	9,00	~9,8	~100,5	~9,63	1M
195-78	5,21	9,03	20,0	96,3	19,88	2M ₁
	5,20	9,0	~9,8	~100,5	~9,63	1M
181-79	5,20	9,0	19,95	96,3	19,83	2M ₁
	5,20	9,0	~9,8	~100,5	~9,63	1M
7-79	5,20	9,0	—	—	~9,63	1M _d
183-79	5,20	9,0	—	—	~9,63	1M _d

Таблица 2

Химический состав глинистой фракции моренного суглинка и псевдоортзандов *, %

Компонент	Морена		Псевдоортзанд
	Обр. 195-78	Обр. 9-79	Обр. 7-79
SiO ₂	47,05	50,83	49,14
TiO ₂	0,89	0,92	0,71
Al ₂ O ₃	22,75	19,21	19,92
Fe ₂ O ₃	11,00	10,58	11,31
MnO	0,04	0,04	0,05
MgO	2,22	2,40	2,50
CaO	0,45	—	0,12
Na ₂ O	0,15	0,285	0,26
K ₂ O	4,06	4,830	4,97
P ₂ O ₅	0,32	0,36	0,53
П. п. п.	11,12	10,15	11,46
Σ	99,94	99,60	100,77

* Анализы выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР.

новским данным, параметры этой фазы соизмеримы с параметрами слюды. При насыщении глицерином она практически не разбухает, однако в условиях вакуумной обезвоженности (или при прокаливании) теряет межслоевую воду, что приводит к уменьшению высоты пакета до 9,6 Å. Более детальное исследование этого компонента из-за отсутствия мономинерального вещества не представляется возможным.

Помимо пространственных отражений, полученных от слюд, на ЭКТ фиксируется слабый рефлекс с $d_{(060)} = 1,49$ Å ($b = 8,94$ Å), который, судя по рентгеновским дифракционным данным, принадлежит каолинитовому минералу; отсутствие других «каолинитовых» отражений свидетельствует о его малом количестве. Очень слабые отражения, лежащие на малой оси электронограмм, с d , равными 2,69 и 1,45 Å, относятся к гематиту. Фон диффузного рассеяния на электронограмме связан с аморфной фазой, а фон между рефлексам первого эллипса обусловлен небольшими ориентационными дефектами в структуре слюдястых минералов. Электронограммы различных образцов из моренных суглинков в основном сходны; небольшое отличие составляет ЭКТ обр. 195-78, где отражение с индексами 060 слюды расщеплено на два, из которых одно сильное, с d , равным 1,505 Å ($b = 9,03$ Å), принадлежит собственно слюде 2M₁, а другое, более слабое, с d , равным 1,50 Å ($b = 9,0$ Å), очевидно, относится к необычной фазе 9,6 Å, описанной выше. ЭКТ образцов глинистого вещества псевдоортзандов качественно отличаются от ЭКТ образцов из моренного суглинка. На них присутствуют пространственные отражения с индексами hkl только с $k = 3n$, а отражения с $k \neq 3n$ слиты в

диффузный фон, что свидетельствует о высокой концентрации в структуре ориентационных дефектов, связанных с неупорядоченными разворотами смежных слоев на углы, кратные 60° . По общему характеру распределения интенсивностей на ЭКТ основную фазу можно охарактеризовать как слюду политипной модификации $1M_d$. В остальном состав глинистого вещества псевдоортзандов и моренного суглинка аналогичен.

Таким образом, рентгеновский и электронографический анализы глинистого вещества моренных суглинков и псевдоортзандов позволили установить его поликомпонентность и близость состава. Последнее подтверждается также данными химического анализа (табл. 2). Однако чрезвычайно важно, что при одинаковом фазовом составе глинистого вещества изученных объектов степень структурного совершенства содержащихся в них слюдистых минералов оказалась весьма различной. В частности, для моренного суглинка характерен минерал с достаточно однородной и периодичной структурой и незначительной долей дефектов, тогда как в псевдоортзанде слюда характеризуется очень низкой степенью структурного совершенства из-за большого количества ориентационных дефектов, а также наличия разбухающих межслоев. Учитывая изложенное, можно полагать, что в процессе нагнетания под большим давлением глинистого материала из моренного суглинка в плоскости надвигов и сколов, возникших в отторженцах, происходят структурные изменения исходной слюды $2M_1$, выражающиеся в потере трехмерной периодичности структуры минерала. Незначительная доля ориентационных дефектов в структуре слюды $2M_1$ моренных суглинков, вероятно, связана с процессом формирования этих толщ.

ГИН АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
2.II.1981

УДК 552.54 : 551 : 734 (571.5)

ХАРАКТЕР ПЕРЕКРИСТАЛЛИЗАЦИИ В ЗЕРНИСТЫХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ

**(на примере девонских отложений
центральных районов Северо-Востока СССР)**

ГРЕВЦЕВ А. В.

В связи с влиянием минеральной среды на процессы нефтегазообразования изучение литогенетических преобразований различных типов пород приобретает особый интерес. Направление и стадийность изменений терригенных и глинистых пород к настоящему времени изучены достаточно полно. Другие же типы пород, в частности карбонатные отложения, во многом отличаются от этих образований как по условиям накопления, так и по характеру вторичных изменений. Присутствие в одних и тех же разрезах на одинаковых уровнях в разной степени перекристаллизованных карбонатных пород значительно усложняет анализ преобразования карбонатного вещества. Поэтому неоднократно предпринимавшиеся попытки решить эту задачу без дифференцирования карбонатов по типам не привели к желаемым результатам. В [1, 4, 5, 10] и других работах отмечалось существенное влияние примесей на развитие вторичных изменений в карбонатных породах, в частности на перекристаллизацию¹. Установлено, что с увеличением количества нераствори-

¹ Под перекристаллизацией здесь и далее следует понимать лишь процессы, приводящие к увеличению размеров зерен [3, 6].

мых примесей размер зерен, возникающих при перекристаллизации, сокращается [2, 4], т. е. меняется характер перекристаллизации. Визуальное изучение площадного соотношения перекристаллизованных и неперекристаллизованных карбонатных зерен [5, 8] указывает на снижение интенсивности процесса перекристаллизации при повышении содержания примесей. Кроме того, характер и тип перекристаллизации контролируются структурно-текстурными особенностями пород [5, 7].

Многообразие структурных типов карбонатных пород, практически повсеместное присутствие в них некарбонатных примесей и, наконец, разнообразие самих карбонатных минералов обуславливают необходимость при изучении вторичных изменений карбонатных пород четко разделять их по двум критериям: первичной структуре и минеральному составу. Объектом наших исследований служили первично коллоидно-и тонкозернистые² карбонатные породы девонского возраста центральных районов Северо-Востока СССР. Другие структурные типы карбонатов в данной работе не рассматривались. Анализировались пять в разной степени преобразованных одновозрастных разрезов: Селенняхское поднятие (коллекция Б. А. Клубова), район Верхнеполовинного Камня Приколымского поднятия, Известковый карьер Приколымского поднятия (коллекция В. В. Иванова), Тасканская зона (р. Нелюдимая) Омулевского поднятия (коллекция Е. И. Качанова) и Рассошинская зона Омулевского поднятия (коллекция В. В. Иванова).

В качестве показателя перекристаллизации был использован коэффициент перекристаллизации (Π) — отношение площади перекристаллизованных участков шлифа к общей площади шлифа [5]. Перекристаллизованными считались мелкозернистые и более крупные карбонатные зерна. Площадь перекристаллизованных участков определялась визуально с помощью специальных эталонных изображений. Замеры контролировались путем определения площади, охваченной перекристаллизацией, на фотографиях. Глинистость породы устанавливалась на основании петрографического анализа шлифов и изучения нерастворимого в соляной кислоте остатка породы. Содержание доломита оценивалось визуально с помощью окрашивания ализарином С. Полученные результаты приведены в таблице, из которой видно, что при постоянном содержании доломита (D) повышение глинистости (G) снижает интенсивность перекристаллизации (фиг. 1). Кроме того, повышение глинистости вызывает изменение самого характера перекристаллизации. В известняках, практически лишенных глинистой примеси, тонкозернистый кальцит в процессе перекристаллизации превращается преимущественно в крупнозернистый. С повышением глинистости размер зерен вторичного (катагенетического) кальцита уменьшается. В известковых мергелях, например, тонкозернистая структура при перекристаллизации сменяется мелкозернистой. Этот факт подтверждает выводы предыдущих исследователей [2—4].

Изучение влияния содержания доломита (D) на развитие перекристаллизации показало (фиг. 2), что доломитность интенсифицирует этот процесс. В шлифах особенно наглядно наблюдается влияние на перекристаллизацию диагенетического доломита, зерна которого служат зачастую эпицентрами этого процесса. В ходе работ также установлено, что трещиноватые породы при прочих равных условиях (степень катагенетического преобразования, структура, минеральный состав и др.) перекристаллизованы сильнее, чем монолитные. Перекристаллизация распространяется от минеральных трещин в сторону ненарушенных участков породы. В приведенной таблице изученные разрезы расположены таким образом, что степень катагенетического преобразования возрастает слева направо от отложений Селенняхского поднятия к отложениям Рассошинской зоны Омулевского поднятия. Из таблицы видно,

² Здесь и далее названия структур даются в соответствии с номенклатурой В. Б. Татарского [9].

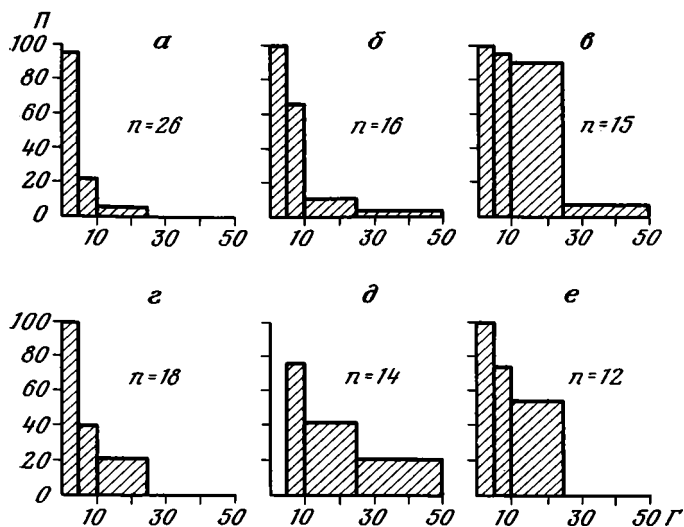
Зависимость интенсивности коэффициента перекристаллизации от содержания доломита и глинистости породы

Порода	Содержание доломита в карбонатной массе, %	Содержание глины в породе, %	Место отбора проб				
			Селенхское поднятие	Верхне-половинный Камень	Известковый карьер	Р. Нелюдская	Р. Рассоха
Известняк	0—5	0—5	90—100 16	100 14	100 6	100 2	100 3
Глинистый известняк	0—5	5—10	15—30 5	—	60—70 4	—	90—100 5
Сильноглинистый известняк	0—5	10—25	5 3		10 3	20—30 2	80—100 4
Известковый мергель	0—5	25—50	0 2		0—5 3	5 1	5—10 3
Доломитистый известняк	5—25	0—5	100 10	100 7			100 3
Доломитовый известняк	25—50	0—5				100 7	
Известковый доломит	50—75	0—5		100 6			
Известковистый доломит	75—95	0—5	100 2				
Доломитистый глинистый известняк	5—25	5—10	30—50 4		50—60 1	70—80 4	100 3
Доломитистый сильноглинистый известняк	5—25	10—25	20 4		50 3	30—50 7	90—100 3
Доломитисто известковый мергель	5—25	25—50				20 3	
Доломитовый глинистый известняк	25—50	5—10				60—90 3	
Доломитовый сильноглинистый известняк	25—50	10—25	30—40 3	40—50 8	40—70 6	50—60 2	100 2
Известковый глинистый доломит	50—75	5—10				70 1	
Известковистый сильноглинистый доломит	75—95	10—25				60—70 3	
Известковисто-доломитовый мергель	25—75	25—50				5 1	
Глинистый доломит	95—100	5—10	80—90 3				100 1
Доломит	95—100	0—5			100 1		100 2

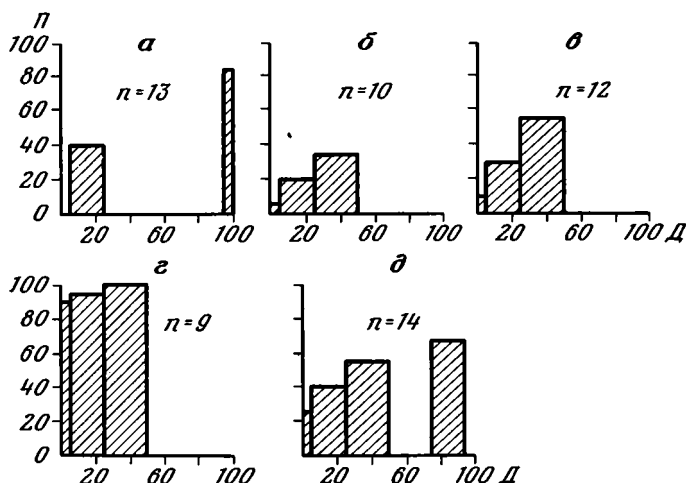
Примечание. В числителе указан коэффициент перекристаллизации, в знаменателе — число определений.

что для каждого минералогического типа карбонатов процесс перекристаллизации однонаправлен и закономерен.

Проведенные исследования позволили также проследить преобразование диагенетического доломита в процессе прогрессивного катагенеза. Наиболее четко оно фиксируется при изучении доломитистых известняков. Для слабо измененных селенхских пород этого типа характерны идиоморфные, интенсивно пигментированные глинисто-органическим веществом кристаллы диагенетического доломита. Этим породам присуща порфиоровидная текстура — на фоне мелко-, среднезернистых зерен кальцита хаотично расположенные кристаллы крупнозернистого доломита. В отложениях Приколымского поднятия огранка кристаллов диагенетического доломита не очень четкая, углы их обычно несколько сглажены, фрагментарно наблюдается осветление этих кристаллов. Ярко вы-



Фиг. 1. Зависимость коэффициента перекристаллизации Π от глинистости Γ , % (в указанных интервалах концентраций глинистости для незаштрихованных участков данных нет)
 Содержание доломита в отложениях, %: а — Селенняхского поднятия (0—5); б — известкового карьера Приколымского поднятия (0—5); в — Россошинской зоны Омuleвского поднятия (0—5); г — Селенняхского поднятия (5—25); д — Тасканской зоны Омuleвского поднятия (5—25); е — Тасканской зоны Омuleвского поднятия (25—50)



Фиг. 2. Зависимость коэффициента перекристаллизации Π от содержания доломита Δ , % (в указанных интервалах концентраций доломита для незаштрихованных участков данных нет)
 Глинистость в отложениях, %: а — Селенняхского поднятия (5—10); б — Селенняхского поднятия (10—25); в — известкового карьера Приколымского поднятия (10—25); г — Россошинской зоны Омuleвского поднятия (10—25); д — Тасканской зоны Омuleвского поднятия (10—25)

раженные порфиroidные текстуры здесь наблюдаются редко. В доломитистых известняках Россошинской зоны Омuleвского поднятия такие текстуры отсутствуют вовсе. Встречающиеся здесь прозрачные зерна доломита плохой огранки обычно не превышают 0,05 мм и зачастую образуют изометричные скопления, возникшие, по-видимому, за счет грануляции и осветления диагенетического доломита.

Таким образом, при изучении литогенеза карбонатов основой должна служить структурно-минералогическая дифференциация пород. Этот путь исследований может привести к созданию четкой шкалы преобразования карбонатного вещества.

1. Григорьев Д. П. Перекристаллизация минералов.— Зап. Всес. минералог. о-ва, 1956, ч. 85, вып. 2, с. 147—170.
2. Каледа Г. А. К вопросу о перекристаллизации карбонатных пород.— В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Кн. 2, Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1955, с. 38—46.
3. Каледа Г. А. Некоторые замечания к вопросу об эпигенезе осадочных пород.— Тр. МГРИ, 1958, т. 33, с. 14—31.
4. Каледа Г. А., Моралев В. М., Воронов В. М., Рац М. А. К вопросу о влиянии примесей на перекристаллизацию карбонатных пород.— Тр. МГРИ, 1958, т. 33, с. 149—158.
5. Каледа Г. А., Калистова Е. А. Перекристаллизация карбонатных пород палеозоя Русской платформы.— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 6, с. 50—62.
6. Кузнецов В. Д. Кристаллы и кристаллизация. М.: Гостехиздат, 1953. 411 с.
7. Максимова С. В., Полонская Б. Я., Розанова Е. Д. Методические указания по изучению постседиментационных изменений карбонатных пород нефтегазоносных областей. М.: Изд-во МГИРГИ, 1975. 58 с.
8. Марьенко Ю. И., Тюменцев В. Л. Типы перекристаллизации карбонатных пород венда Иркутского амфитеатра в связи с их возможной нефтегазоносностью.— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 3, с. 66—75.
9. Татарская В. Б. О номенклатуре и классификации карбонатного материала по размеру зерен.— Вестн. ЛГУ. Сер. геол. и географ., 1959, № 24, вып. 4, с. 5—10.
10. Теодорович Г. И. Литология карбонатных пород палеозоя Урало-Волжской области. М.— Л.: Изд-во АН СССР, 1950. 213 с.

Северо-Восточный комплексный
научно-исследовательский институт,
г. Магадан

Поступила в редакцию
22.I.1981.

УДК 552.511

КЛАСТИЧЕСКИЕ ДАЙКИ В ИМПАКТИТАХ И АЛЛОГЕННЫХ БРЕКЧИЯХ КАРСКОЙ АСТРОБЛЕМЫ (северо-восточный склон Пай-Хоя)

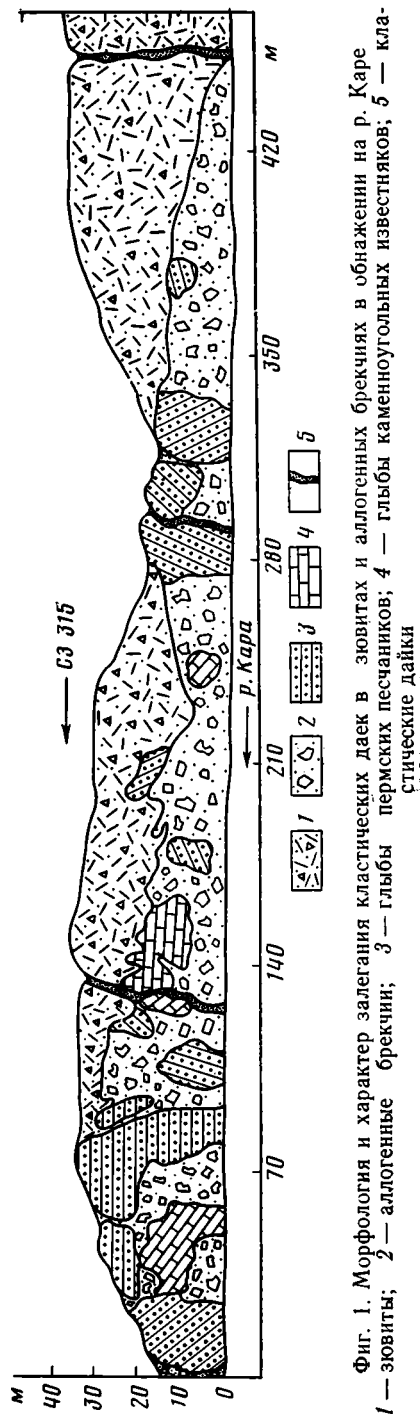
МАЩАК М. С., ЕЗЕРСКИЙ В. А.

До настоящего времени были известны и изучались кластические дайки в осадочных, метаморфических и изверженных породах [3—5, 9, 10]. Целенаправленные исследования астроблем показали, что подобные образования развиты и в заполняющих их аллогенных брекчиях и импактитах. Они встречены в астроблемах Рис [11], Болтышской [1] и, по устному сообщению В. Л. Масайтиса, в Попигайской астроблеме. Очень широко развиты кластические дайки в Карской астроблеме, где они наиболее доступны для изучения [2, 12]. Ранее они рассматривались как дайки тагамитов [7].

Карская астроблема находится на Югорском полуострове, в низовьях р. Кары. Она расположена на северо-восточном крыле Пай-Хойского антиклинория, в поле развития пород палеозоя. Кратер ее образован в сложно дислоцированных породах от ордовика до перми включительно, представленных известняками, различными кремнистыми, известковистыми, углистыми и глинистыми сланцами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами, и в горизонтально перекрывающих их маломощных (до первых сотен метров) песчано-глинистых осадках мела и палеогена. Время образования астроблемы, по радиологическим датировкам импактных стекол и тагамитов, 45—60 млн. лет [2, 8]. Она имеет диаметр около 60 км и округлую форму в плане. В центральной части ее находится поднятие раздробленных нижнепалеозойских пород цоколя диаметром до 10 км. Южная часть структуры глубоко денудирована. По данным бурения и геофизическим материалам, глубина истинного дна кратера в южной части составляет 0,6—0,8 км, в северной 1,8—2,2 км. Кратер заполнен аллогенными брекчиями и импактитами (зювитами с линзами тагамитов). Классификация и номенклатура этих образований приведена

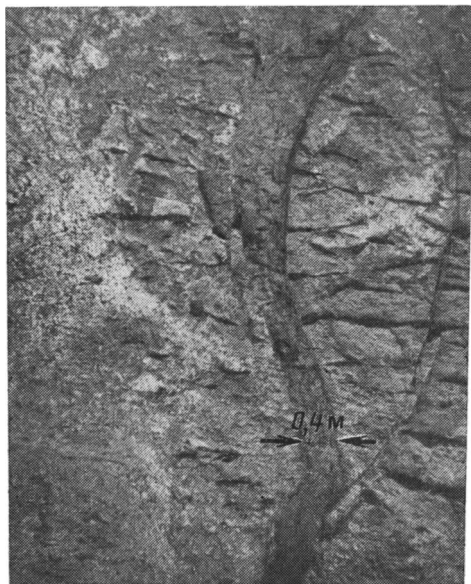
в работе В. Л. Масайтиса с соавторами [6]. Среди аллогенных брекчий выделяются псаммито-алевритовые (коп-токластиты), глыбовые, мегабрекчии и клипеновые. Преобладают мегабрекчии, которые большей частью перекрывают цоколь истинного дна кратера мощностью до 0,5—0,7 км, и лишь по периферии основание кратера перекрывается клипеновыми брекчиями. Глыбовые брекчии наблюдаются преимущественно в виде линз в мегабрекчиях, а песчано-алевритовые — в виде линз в импактитах или перекрывают их, образуя пластообразные залежи мощностью до 300 м. Импактиты представлены зювитами с отдельными линзами и небольшими пластообразными телами тагамитов мощностью до 15 м. Среди зювитов выделяются лапиллиево-агломератовые, глыбовые и глыбово-агломератовые разновидности. Лапиллиево-агломератовые зювиты образуют покровные отложения мощностью до 1 км, перекрывающие другие типы зювитов, различные типы аллогенных брекчий и местами основание истинного дна кратера. Глыбовые зювиты развиты локально в виде линз и гнезд неправильной формы мощностью до нескольких десятков метров в основании лапиллиево-агломератовых зювитов или в верхней части аллогенных брекчий. Глыбово-агломератовые зювиты являются цементом мегабрекчий или образуют в них гнезда или линзовидные тела неправильной формы мощностью до 200 м. Импактиты и аллогенные брекчии перекрыты сплошным чехлом плиоцен-четвертичных отложений мощностью до 160 м и вскрываются лишь в глубоких долинах рек вдоль борта структуры.

Кластические дайки встречаются в большинстве обнажений зювитов и в отдельных скважинах, пробуренных в юго-восточной части. Несколько реже они наблюдаются в аллогенных брекчиях. Отдельные дайки пересекают одновременно зювиты и подстилающие их аллогенные брекчии (фиг. 1). За пределами полей распространения импактитов и аллогенных брекчий дайки не обнаружены. В целом в пределах структуры они распределены неравномерно: в западном и восточном секторах они встречаются в виде отдельных тел, в южном и юго-восточном преобладают группами по 3—5, а в отдельных случаях — до 15 тел. Всего отмечено 42 дайки мощностью 0,1—7,0 м. Более половины даек имеют мощность менее 1 м и только около 10% более 5 м. Глубина проникновения даек, судя по величине эрозионного среза, видимо, достигает 1,5 км, длина, принимая во внимание расстояние до скважин, вскрывших дайки от борта кратера, более 6 км. По вертикали



Фиг. 1. Морфология и характер залегания кластических даек в зювитах и аллогенных брекчиях в обнажении на р. Кара. 1 — зювиты; 2 — аллогенные брекчии; 3 — глыбы пермских песчанников; 4 — глыбы каменноугольных известняков; 5 — кластические дайки

дайки обнажены до 40 м, а в скважинах они прослежены до глубины 350 м. В обнажениях на месте выходов даек образуются каньонообразные ущелья глубиной до 15—20 м. Дайки крутопадающие, в основном вертикальные с короткими отходящими вниз апофизами (фиг. 2), часто параллельно основному телу дайки. Часть таких апофиз имеет слепое окончание, что указывает на развитие и заполнение трещин сверху вниз. Иногда дайкам сопутствуют различные трещины оперения, часто заполненные кластическим материалом, с отдельными небольшо-



Фиг. 2. Извилистая кластическая дайка с апофизами в зювитах

ми смещенными блоками пород. Встречаются извилистые дайки с изменением угла падения от 90 до 60—40° (см. фиг. 2). Зальбанды даек неровные с отчетливым повторением конфигурации на противоположных стенках. По отношению к центру кратера дайки простираются радиально и концентрически. Среди наблюдавшихся преобладают дайки с радиальным простиранием. Отклонение от радиального или концентрического направления по отношению к центру кратера не превышает 30°.

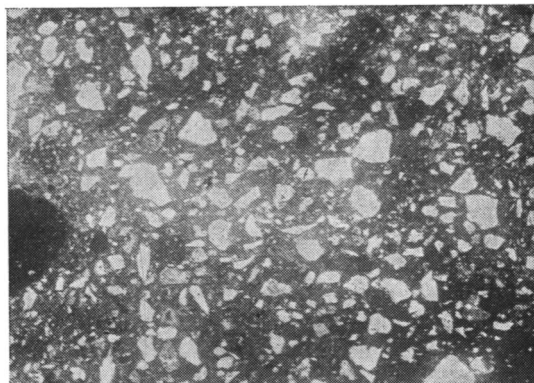
Дайки заполнены слабо литифицированными песчаными глинами с обломками пород и импактных стекол — коптомиктовыми песчаными глинами, т. е. продуктами разрушения пород коптогенного комплекса: аллогенных брекчий, зювитов и тагамитов (фиг. 3). Содержание обломков стекол не превышает 3—

5%, а обломков пород — 20—25%. Среди последних иногда встречаются зювиты. В большинстве наблюдаемых даек обломочный материал распределен незакономерно. Даже в пределах одной дайки (обнаженной ее части) наблюдались отдельные участки с разным содержанием обломков. Характерно, что в местах резкого изменения угла падения (с крутого на более пологий) в основании лежащей части в песчаной глине до 30—35% составляет обломочный материал гравийной размерности, а на участках вертикального падения в эндоконтакте мощностью до 1 см песчаная глина практически не содержит примеси крупного обломочного материала (более 1 см). Она отличается более темной окраской вблизи зальбандов и флюидално-полосчатой текстурой, как бы повторяющей конфигурации зальбандов дайки. Нередко вдоль контактов и реже в центральных частях даек встречаются прожилки мощностью до 3—5 см, заполненные более темноокрашенной глиной, почти не содержащей кластического материала. Иногда такой же глиной сложены кластические дайки мощностью до 0,5—0,7 м. Это указывает на то, что повторное открывание трещин, в результате которых образовывались новые дайки и дайки двукратного заполнения, происходило уже после диагенеза материала даек первой генерации.

Петрографический состав и содержание обломков пород в песчаных глинах из даек весьма различны и зависят от состава вмещающих пород. Большей частью это угловатые и совершенно не сортированные обломки пород цокольного комплекса размером до 10 см, в редких случаях до 1 м, представленные песчаниками, алевролитами, аргиллитами, глинами, опоками, реже кремнистыми и углисто-глинистыми сланцами, углями, различными карбонатными и другими породами. Встречаются обломки песчаников с конусами разрушения. Обычно дайки, расположенные в



Фиг. 3. Общий вид коптомиктовой песчаной глины



Фиг. 4. Микрофотография коптомиктовой песчаной глины; в слюдисто-глинистой основной массе видны обломки кварца, полевого шпата (светлое) и аргиллитов (темное); без анализатора, увел. 20

слабо сцементированных зювитах и аллогенных брекчиях, содержащих материал из размывших меловых толщ, переполнены происходящими из этих толщ опоками и обломками лигнитов. В пределах обнаженных частей даек они распределены хаотически. Напротив, дайки, залегающие в плотных зювитах, заполнены песчаной глиной с обломками пород, петрографический состав которых в целом соответствует среднему составу пород цокольного комплекса. Отмечается, что в дайках, обнажающихся в западном секторе, обломки карбонатных пород встречаются крайне редко. Включения импактных стекол представлены угловато-сглаженными обломками размером до 0,5—1,0 см, преобладают обломки до 1 мм. Распределение их, как и обломков пород, в теле даек весьма неравномерно, но среднее содержание их в дайках независимо от места нахождения почти одинаково. Все включения пористые, флюидальные, монтмориллонитизированы, часто хлоритизированы, а некоторые из них почти нацело замещены радиально-лучистым сноповидным цеолитом ($N_q = 1,534$, $N_r = 1,523$), по-видимому томсонитом. Интенсивно измененные включения стекол имеют неправильные извилистые формы без четких границ: часто хлоритизации подвержены одновременно как включение, так и вмещающая его глинистая масса. В шлифах в зависимости от характера изменения включения стекол окрашены в бурый, в светло-коричневый, зеленовато-желтый или светло-зеленый цвет.

Состав и внешний облик коптомиктовых песчаных глин одинаков во всех дайках независимо от места нахождения их. Это — слабо литифицированная неслоистая порода коричневатого-серого цвета, состоящая из обломков минералов в основном менее 1 мм и слюдисто-глинистой основ-

ной массы (фиг. 4). Содержание обломков минералов за незначительными исключениями довольно стабильно и колеблется в пределах 10—20%, но распределение их даже в пределах небольших участков изменчиво. Характерно линзовидно-полосчатое распределение их. Наиболее богатая обломками минералов коптомиктовая глина установлена в дайках южного сектора. Во всех дайках обломки минералов остроугольные, разнозернистые. Наряду с зернами размером 0,5—1,0 мм встречаются осколки, размер которых составляет сотые доли миллиметра. Представлены они в основном кварцем и полевыми шпатами; эпидот, циркон и другие минералы составляют не более 2—3%. Изредка встречаются диаплектовые кварц и полевые шпаты. Тяжелую фракцию шлихов, отобранных из кластических даек, составляет в основном пирит (до 90%). В количествах, не превышающих первые проценты, содержатся гранат, эпидот, циркон, сфен. Постоянно встречаются ильменит, рутил, ставролит, роговая обманка и моноклинные пироксены. Пирит преобладает в форме октаэдров и ромбододекаэдров, остальные минералы угловато-окатанные. Основная масса представляет собой тонкодисперсную слюдисто-глинистую или слюдисто-кремнисто-глинистую матрицу светло-коричневого, коричневатого-серого или горчичного цвета. Чешуйки слюды ориентированы в ней преимущественно в одном направлении, создавая подобие некоторой слоистости, но распределение ее неравномерно. Матрица большей частью монтмориллонитизирована и постоянно содержит остатки органики и мельчайшие включения глауконита. Иногда в общей текстуре матрицы намечается некоторая флюиальность: крупные обломки пород как бы обволакиваются тонкодисперсной массой.

Термограммы коптомиктовых песчаных глин, несмотря на различную интенсивность проявления эндо- и экзотермических эффектов, довольно однотипны. Основные различия отдельных термограмм, видимо, обусловлены различным соотношением глинистой основной массы, обломков минералов, импактных стекол и пород. Большинство термограмм имеет до трех экзотермических эффектов при температурах 100—200, 500—600 и 750—900°С. С учетом этого, а также рентгенограмм песчаных глин можно считать, что глинистая основная масса сложена главным образом минералами группы монтмориллонита. Потери веса при нагревании породы колеблются в пределах 4—7%, а в породах с повышенным содержанием извести до 8,5%. Во многих пробах четко выделяются два экзотермических эффекта при температурах 400—550 и 650—750°С, обусловленных вероятнее всего, присутствием пирита и органического вещества. Химический состав коптомиктовых песчаных глин во всех встреченных дайках довольно постоянный. Изменение содержаний основных петрогенных окислов, судя по величине стандартных отклонений, за исключением железа и извести, которые обусловлены разной степенью проявления гидротермальных процессов пиритизации и кальцитизации, весьма незначительно (таблица). Этим они хорошо отличаются как от пород цокольного комплекса, так и импактитов и особенно зювитов. Кроме того, средний состав коптомиктовых песчаных глин отличается от среднего состава импактитов и пород цокольного комплекса значительно более высоким содержанием кремнекислоты и более низким закисного железа, марганца, извести, натрия и фосфора. В коптомиктовых песчаных глинах в отличие от пород цокольного комплекса и импактитов значительно выше отношение окисного железа к закисному, постоянно калий преобладает над натрием, а нередко окисное железо над натрием.

В коптомиктовых песчаных глинах полукваликативным спектральным анализом¹ (среднее из 25) обнаружены Be, Nb, Mo, Cd, Ag, Yb (1—10 г/т); Sc, Co, Cu, Y, Pb (10—30 г/т); Cr, Ni, Zn, Sr (50—100 г/т); V, Zr, Ba, (150—300 г/т). Близкие содержания перечисленных элементов характерны для песчано-глинистых осадков перми. Присутствие в дайках обломков зювитов, импактных стекол, а также обломков пород с

¹ Анализы выполнены в лаборатории спектрального анализа ВСЕГЕИ спектроскопистами А. В. Ахроменко и В. Ф. Лапиной.

Средние химические составы коптомиктовых песчаных глин пород цокольного комплекса и импактитов

Компонент	1		2		3		4	
	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ
SiO ₂	64,25	4,00	57,91	19,16	58,26	7,67	58,80	1,67
TiO ₂	0,77	0,12	0,62	0,37	0,70	0,23	1,00	0,16
Al ₂ O ₃	13,07	1,24	10,49	6,09	12,37	3,11	15,74	1,24
Fe ₂ O ₃	2,66	1,34	1,38	1,47	2,13	1,25	2,86	2,00
FeO	3,18	1,83	4,73	2,62	3,33	1,58	4,00	2,45
MnO	0,40	0,05	0,21	0,38	0,17	0,17	0,15	0,24
MgO	3,41	1,25	2,88	1,90	3,78	1,15	4,54	0,70
CaO	2,22	1,24	8,48	14,10	5,85	3,64	3,73	0,77
Na ₂ O	1,79	0,83	2,08	1,53	1,91	0,80	2,84	0,57
K ₂ O	2,19	0,46	1,51	1,65	1,93	0,54	2,62	0,54
P ₂ O ₅	0,16	0,07	0,24	0,87	0,21	0,05	0,20	0,08
П. п. п.	6,53	1,53	9,23	10,68	8,27	3,01	3,73	2,27
Число анализов	20		51		91		36	

Примечание. 1 — коптомиктовые песчаные глины, выполняющие кластические дайки; 2 — породы цокольного комплекса: песчаники, алевролиты, аргиллиты, глинистые, известково-глинистые, углисто-глинистые и кремнистые сланцы, известняки, кремни и другие породы; 3 — зювиты, 4 — тагамиты. Число химических анализов пород, составляющих цокольный комплекс, пропорционально их объему в комплексе. Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории ВСЕГЕИ, аналитики Н. Ю. Бунакова, В. В. Дынкина, Б. А. Цимашенко.

признаками ударного метаморфизма позволяет утверждать, что раскрывающиеся трещины заполнены продуктами разрушения брекчий и импактитов. Состав пород, заполняющих дайки, плохие сортировка и окатанность обломочного материала, повышение его содержания, особенно кварца, в песчаных глинах по сравнению с зювитами, а также распространение даек в пределах полей развития зювитов и брекчий дают основание предположить, что формирование их происходило на дне мелководного бассейна. Предположение, что трещины заполнены перемытым материалом импактитов и брекчий, подтверждает и химический состав коптомиктовых песчаных глин (см. таблица). Сравнительно с импактитами высокое содержание в них кремнекислоты, низкое извести, марганца, а также преобладание калия над натрием и высокая степень окисленности железа обусловлены высоким содержанием в составе глин обломков кварца, а в основной массе гидрослюд. Образование даек происходило путем пассивного заполнения открытых трещин, возникавших, по-видимому, при вертикальных поднятиях дна бассейна, скорее всего в результате релаксации толщ пород истинного дна кратера. Образование даек путем пассивного заполнения зияющих трещин подтверждают также ненарушенные зигзагообразные зальбанды даек, сохранившие все свои неровности. Случаи двух-трехкратного заполнения трещин и наличие трещин оперения, заполненных коптомиктовым материалом, в свою очередь указывают на то, что образование даек происходило одновременно с приоткрыванием трещин. Вероятнее всего, это имело место еще до завершения полной стадии диагенеза импактитов и брекчий, поскольку в дайках постоянно встречаются прожилки пирита, цеолитов и кальцита, нередко выходящие во вмещающие породы, т. е. между образованием кратера и кластических даек существовал незначительный разрыв во времени.

Литература

1. Вальтер А. А., Рябенко В. А. Взрывные кратеры Украинского щита. Киев: Наукова думка, 1977, 154 с.
2. Геология астроблем/Ред. Масайтис В. Л., Данилин А. Н., Машак М. С., Райхлин А. И. и др. Л.: Недра, 1981, 156 с.
3. Горецкий Р. Т. Кластические дайки.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 3, с. 81—103.
4. Дибров В. Е. О кластических дайках Бирюсы.— Докл. АН СССР, 1955, т. 105, № 5, с. 1066—1069.
5. Ляхович В. В. О генезисе песчаных даек туфогенной толщи тунгусской серии.— Докл. АН СССР. Нов. сер., 1953, т. 90, № 1, с. 93—96.
6. Масайтис В. Л., Райхлин А. И., Селивановская Т. В. Общие принципы классификации и номенклатуры взрывных брекчий и импактитов.— Литол. и полезн. ископ., 1978, № 1, с. 125—133.

7. Маслов М. А. О происхождении Карской депрессии.— Метеоритика, 1977, № 36, с. 123—130.
8. Фишман М. В. Позднепалеозойский вулканизм Карского побережья.— В кн.: Геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. Европейской части СССР. 1974, с. 118—122 (Ежегодник ин-та геол. Коми ФАН СССР).
9. Холодов В. Н. Морфология, состав и условия образования кластических даек и «горизонтов» с включениями в миоцене Восточного Предкавказья.— Литол. и полезн. ископ., 1978, № 4, с. 50—66.
10. Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых пород. Л.: Изд-во иностр. лит., 1950, 564 с.
11. Hüttner R. Bunte Trümmernmassen und Suevit.— *Geologica Bavarica*, 1969, № 61, S. 142—201.
12. Mashchak M. S., Yzersky V. A. Clastic Dikes of the Kara Crater (Pai-khoi).— In: Lunar and Planetary Science XI, Pt II, Houston, Texas, 1980, p. 680—682.

ВСЕГЕИ,
Ленинград

Поступила в редакцию
25.VI.1980

УДК 549.742.112(571)

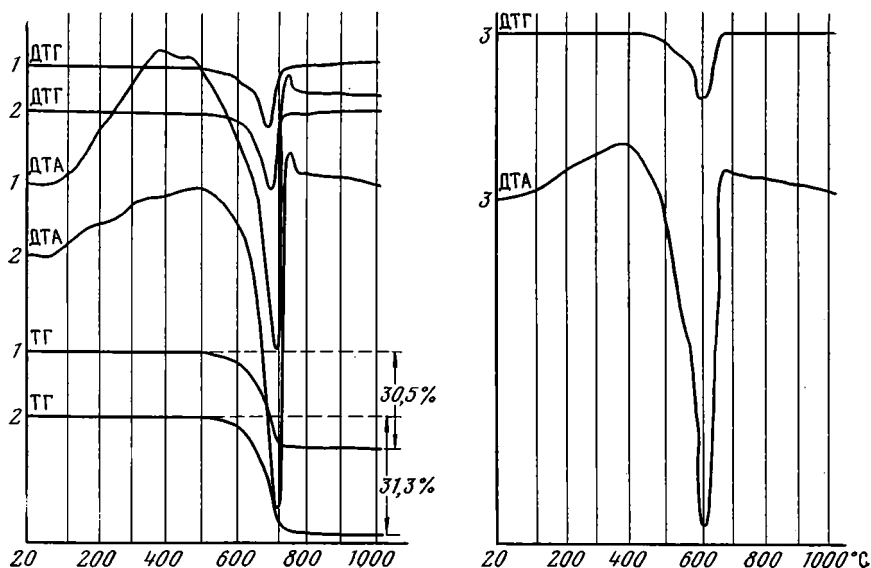
МАГНЕЗИТ В ВЕНДСКО-НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ СОЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

ИВЛЕВ Н. Ф., ПУСТЫЛЬНИКОВ А. М.

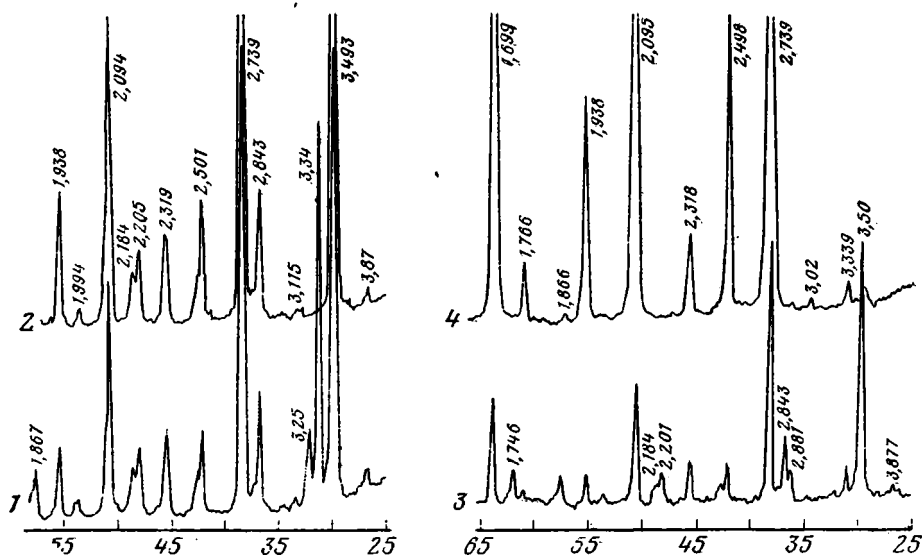
При литолого-геохимическом изучении керна глубоких скважин, пробуренных в пределах восточного склона Непско-Ботуобинской антеклизы, установлена повышенная магнезиальность сульфатно-карбонатных пород нижней, подсолевой части галогенно-карбонатной формации, возраст которой определяется как вендско-нижнекембрийский. Рентгенографическим и термографическим методами выяснено, что высокая магнезиальность пород связана с присутствующим в них магнезитом. Количественная оценка минерального состава высокомагнезиальных пород получена методом пламенной фотометрии. Каждый из образцов сульфатно-карбонатных пород был, таким образом, изучен комплексом перечисленных анализов, выполненных в лаборатории физических методов исследования СНИИГГиМС.

На фиг. 1 приведены наиболее типичные дериватограммы магнезит-содержащих пород, на которых присутствующий в породах магнезит однозначно устанавливается резко выраженными эндотермическими эффектами при температурах 600 и около 700°С. Экзотермические эффекты в температурных зонах 360, 400 и 460°С обусловлены присутствием органического вещества, концентрации которого в этих породах, по данным химического анализа, составляют десятки доли процента. Как видно из дифрактограмм (фиг. 2), изученные породы сложены в основном магнезитом и ангидритом, причем по составу магнезит в большинстве случаев отвечает идеальной формуле $MgCO_3$, о чем свидетельствуют значения $d_{10,4}$, равные 2,739 Å. В составе терригенных компонентов этих пород присутствуют кварц и полевые шпаты, которые отчетливо фиксируются на дифрактограмме образца 602/5. В качестве незначительной примеси служат гидрослюда и хлорит.

Разработанный в лаборатории физических методов исследования СНИИГГиМС рациональный метод пламеннофотометрического анализа сульфатно-карбонатных пород дает возможность получить точную экспрессную оценку их количественного состава. В водной вытяжке определяются магний, кальций и щелочи, а также сульфат-ион по методике Данка [9]. В слабой солянокислой вытяжке (1,45%) весовым методом определяются кальций, магний и нерастворимый остаток. При расчете минерального состава пород сульфат-ион связывается с кальцием, а избыток кальция с пропорциональным количеством магния — в доломит. Остаточный магний пересчитывается на магнезит. В таблице приведен



Фиг. 1. Дериватограммы магнетитсодержащих пород
1 — обр. 602/5, навеска 505 мг; 2 — обр. 602/6, навеска 495 мг; (Верхневилучанская скв. 602); 3 — обр. 1П/15, навеска 440 мг (Сюльдюкарская скважина). Чувствительность гальванометров: ДТА — 1/5; ДТГ — 1/10; ТГ — 25 мА. Скорость нагревания при съемке 10°/мин, атмосфера в печи воздушная; температура Pt—Pt—Rh



Фиг. 2. Дифрактограммы сульфатно-карбонатных пород
1 — 602/5, 2 — 602/6, 3 — 750/25; 4 — 1П/15. Дифрактометр ДРОН-1.5; режим $\text{CoK}\alpha$ -излучение, щели $1 \times 2 \times 0,25$ м, скорость движения ленты ЭПП-09—340 мм/ч

рассчитанный таким путем минеральный состав магнетитсодержащих пород.

Комплекс высокомагнезиальных отложений выявлен нами в нескольких скважинах, расположенных на площади в несколько сот квадратных километров: в Пеледуйской № 750 (Озерная площадь), Сюльдюкарской параметрической № 1 и Верхневилучанской № 602 (фиг. 3). Кроме того, в одном образце магнетит установлен в скв. 715 Бюкской площади.

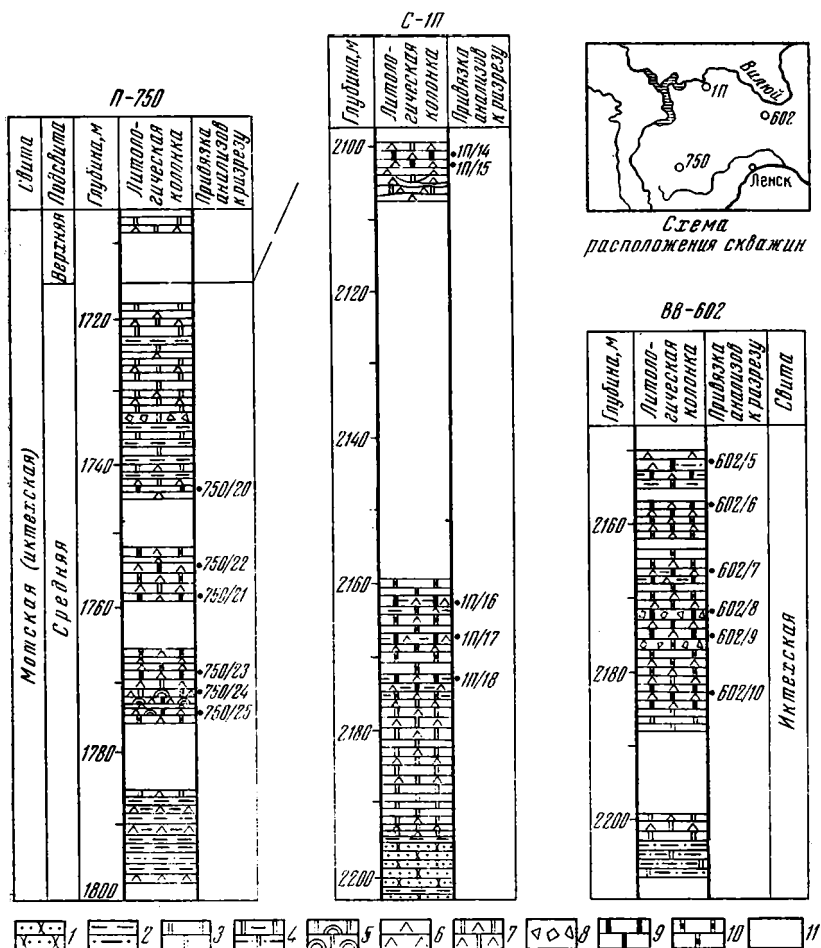
Макроскопически магнетитсодержащие сульфатно-карбонатные породы характеризуются серой, темно-серой, реже коричневатой окраской и, как правило, неравномерно-зернистой структурой. Карбонатная сос-

Состав магнезитсодержащих пород мотской (иктешской) свит

№ образцов	Глубина отбора образцов	Минеральный состав пород, %			
		ангидрит	магнезит	доломит	н. о.
Озерная площадь, скв. 750					
750/20	1743,5	77,0	5,5	15,0	2,3
750/22	1754,2	52,0	45,5	—	2,0
750/21	1758,7	66,0	34,0	—	—
750/23	1768,5	45,0	17,5	36,5	—
750/25	1774,6	33,6	52,5	—	13,0
Сюльдюкарская площадь, скв. С-III					
1П/14	2101,0	47,3	46,9	—	5,5
1П/15	2102,8	—	97,0	—	3,0
1П/16	2162,4	38,5	28,0	15,2	17,6
1П/17	2167,0	10,2	10,0	70,0	9,8
1П/18	2172,5	43,7	21,5	21,5	16,9
Верхневеличанская площадь, скв. 602					
602/5	2151,0	35,6	37,4	—	26,0
602/6	2157,0	37,6	57,8	—	3,4
602/7	2165,8	46,0	35,0	—	18,6
602/8	2171,0	44,0	37,4	—	18,2
602/9	2175,0	21,1	17,1	45,8	15,6
602/10	2183,5	57,3	33,2	—	9,5

тавляющая пород (магнезит, доломит) обладает тонко- и микрозернистой структурой. Ангидрит в большинстве случаев образует выделения в форме неправильных гнезд, линз, прослоев с различной зернистостью или распределяется в виде равномерно рассеянной кристаллической вкрапленности, которая придает породам порфиroidный облик. Для пород с преобладающим карбонатным составом характерна однородная текстура. Вместе с тем иногда в них отмечается отчетливая слоистость, обусловленная присутствием терригенной примеси или изменением в составе и структуре пород. При микроскопическом изучении пород установлено, что магнезит, так же как и доломит, представлен агрегатом изометричных микрозерен, участками образует сгустки пелитоморфной структуры, имеющие расплывчатые очертания. В тех случаях, когда в породе присутствуют доломит и магнезит, по оптическим признакам они не отличимы друг от друга и составляют базальную часть породы, содержащую порфиробластовые выделения кристаллов ангидрита (фиг. 4, а). Интересным, на наш взгляд, является факт нахождения в скв. 750 в ангидрит-магнезитовой породе отчетливых водорослевых образований в виде проблематичных форм, имеющих тонкозернистую структуру в общей пелитоморфной или микрозернистой массе (фиг. 4, б).

Как видно из таблицы, содержание в породах основных минеральных компонентов колеблется в значительных пределах. Преобладают ангидрит и магнезит. Доломит присутствует не во всех пробах. В большинстве случаев породы, по данным анализов, сложены в основном ангидритом и магнезитом с примесью терригенного материала. Намечаются некоторые различия в составе магнезитсодержащих пород по разным скважинам. Так, в скв. 750 в составе пород преобладает ангидрит, в меньшем количестве присутствует магнезит, хотя также составляет значительную долю породы, достигая 45—52%. Доломит устанавливается лишь в двух пробах (15 и 36%). Нерастворимый остаток практически отсутствует. В Сюльдюкарской скважине основными компонентами породы также являются ангидрит и магнезит, в ряде случаев присутствует в значительных количествах доломит и появляется нерастворимый остаток. Следует отметить, что в этой скважине в интервале 2102,6—2108,1 м на глубине 2108,2 м вскрыты отложения, целиком сложенные магнезитом. Лишь 3% составляют нерастворимый остаток. В скв. 602 количественные со-



Фиг. 3. Стратиграфическое положение магнетитсодержащих пород в вендско-нижнекембрийском разрезе Непско-Ботубинского района

1 — песчаники; 2 — аргиллиты, алевролиты; 3 — доломиты; 4 — глинистые и алевроитистые доломиты; 5 — водорослевые доломиты; 6 — ангидриты; 7 — ангидрит-доломиты; 8 — брекчии; 9 — ангидрит-магнетиты; 10 — предположительно магнетитсодержащие породы; 11 — интервалы проходки скважин без отбора керна

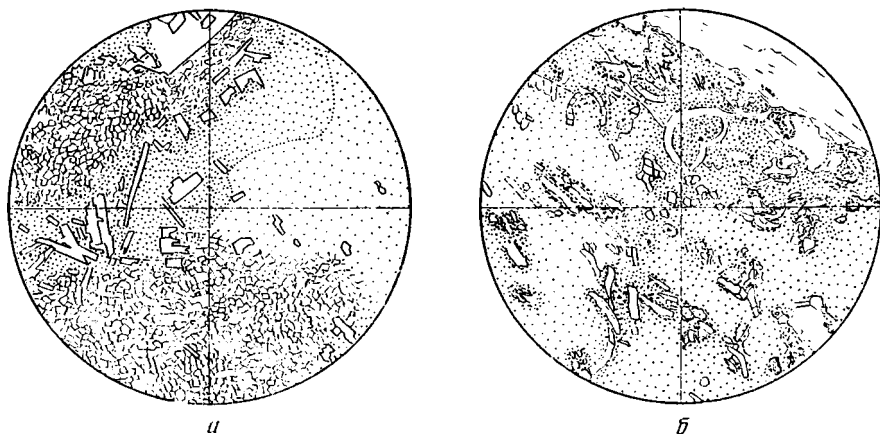
отношения магнетита и ангидрита в породе близки, а нерастворимая составляющая существенно возрастает, приобретая роль порообразующего компонента.

Промежуточные интервалы керна, в которых породы не были проанализированы, также имеют сульфатно-карбонатный состав и сходные литологические особенности. Это дает основание предполагать, что магнетит в том или ином количестве распространен в пределах всей мощности рассматриваемой пачки. Его наличие здесь является, по-видимому, характерным признаком для определенного стратиграфического интервала, который приурочен в разрезе к низам галогенно-карбонатного комплекса, к его подсолевой части. В корреляционной схеме положение этой пачки мощностью 30—70 м определяется как средняя часть мотской свиты или низы иктехской [5]. Лишь в скв. 715 на Бюкской площади магнетит установлен в нижележащих терригенных отложениях бочугунорской свиты, где он также связан с прослоями сульфатно-карбонатных пород и в целом отвечает той же, подсолевой части галогенной формации вендского возраста. Можно считать установленным, что в региональном плане изученные магнетитсодержащие отложения распро-

странены на всей территории восточного склона Непско-Ботуобинской антеклизы.

Известны четыре литологические ассоциации, в которых магнезит выступает в качестве порообразующего минерала.

1. Месторождения и крупные скопления магнезита внутри доломитовых комплексов преимущественно верхнепротерозойского возраста [7]. Наряду со следами первично-седиментационного происхождения, магнезита, они содержат обычно очень много признаков метасоматических преобразований, что заставляет исследователей признавать эти месторождения метасоматическими.



Фиг. 4. Структуры ангидрит-магнезитовых пород. Увел. 57, ник. ||

2. Миоценовые и современные лагунно-озерные отложения, обогащенные органическим веществом.

3. Третичные отложения содовых водоемов [6], а также озер, размещенных вблизи ультраосновных интрузий или на площадях развития таких массивов [7].

4. Отложения сульфатных и сульфатно-магниевого озер [3], а также сульфатно-карбонатные отложения основания нижнепермских галогенных формаций Поволжья и Прикаспия [4, 6] и нижних частей галогенных формаций цехштейна и его аналогов в Северной Америке [10, 11].

Описанная нами магнезитсодержащая пачка по своему стратиграфическому положению в разрезе карбонатно-галогенной формации и вещественному составу является почти полным аналогом таковой основания кунгурской соленосной формации Поволжья [6]. Магнезит в разрезе нижней перми приурочен также к сульфатно-карбонатным породам. Максимум его накопления отвечает начальным стадиям перехода от доломитовых пород к ангидритовым, а содержания его достигают 75%. В сульфатных и хлоридно-сульфатных породах цехштейна магнезит содержится в количествах, не превышающих 10—20% [10, 11].

Работами ряда исследователей экспериментально показана невозможность прямого выделения магнезита из морских вод при испарении в нормальных (температура 25°С, давление в 0,1 МПа) условиях [1, 2, 8]. Обобщив экспериментальные данные, Н. М. Страхов сделал вывод о том, что магнезит в эвапоритовых отложениях — метаморфогенный минерал, который образуется в результате взаимодействия вод высокой степени осолонения, насыщенных сульфатами кальция и магния с водами гидрокарбонатного состава в соответствии с реакцией Гайдингера [6]. Сходным образом, по-видимому, можно объяснить процесс формирования магнезита и в кембрийских отложениях. На возможность поступления в бассейн, достигший стадии садки ангидрита (гипса), более пресных вод с бикарбонатом кальция указывает присутствие в составе пород изученной пачки наряду с чистыми хемогенными образованиями алевритистых и глинистых доломитов. Терригенный песчано-

алевритовый и глинистый материал отмечается иногда в значительных количествах и в самих ангидрит-магнезитовых отложениях.

Магнезитсодержащие породы, связанные с кембрийскими соленосными образованиями Сибири, установлены впервые. Находка представляет большой интерес, так как магнезит до сих пор не был известен в отложениях более древних, чем пермские. Полученные нами предварительные данные вносят существенные уточнения в имеющиеся представления о месте и роли магнезитовых комплексов внутри галогенно-карбонатных формаций. Может быть поставлен вопрос о необходимости дальнейшего целенаправленного изучения сульфатно-карбонатных интервалов в разрезах таких формаций и особенно их базальных горизонтов, в частности соленосных формаций девонского возраста. Исследования такого рода должны проводиться с применением комплекса физических и химических методов, позволяющих надежно осуществлять диагностику магнезита в составе смешанных сульфатно-карбонатных пород.

Литература

1. Валяшко М. Г. Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. М.: Изд-во МГУ, 1962. 397 с.
2. Казаков А. В., Тихомирова М. М., Плотникова В. И. Система карбонатных равновесий (доломит, магнезит).— Тр. ГИН АН СССР. Геол. сер., 1957, № 64, вып. 152, с. 13—58.
3. Каржауев Т. К., Петров Н. П., Чиж Л. М. Магнезиты соляных месторождений Западного Узбекистана. Ташкент: Фан, 1978. 64 с.
4. Корневский С. М., Воронова М. Л. Геология и условия формирования калийных месторождений Прикаспийской синеклизы и Южно-Предуральского прогиба. М., 1968. 280 с.
5. Колсов П. Н., Авдеева В. И., Бакин В. Е. и др. Стратиграфия верхнекембрийских и нижнекембрийских отложений Ботуобинского газоносного района юго-западной Якутии.— В кн.: Стратиграфия нефтегазоносных отложений Якутии. Якутск: Наука, 1980, с. 3—35.
6. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. III. Изд-во АН СССР, 1962. 546 с.
7. Шевелев А. И. О литологической ассоциации месторождений магнезита в доломитовых комплексах.— Литол. и полезн. ископ., 1978, № 3, с. 131—137.
8. Янатьева О. К. О полиатерме растворимости системы Ca , $\text{Mg}||\text{CO}_3$, SO_4 , H_2O .— Докл. АН СССР, 1958, т. 112, № 6, с. 1056—1059.
9. Dunk R., Mostyn R. A., Hoare H. C. The determination of sulfate in indirect atomic absorption.— Atomic Absorption News, 1969, v. 8, № 79, p. 301—304.
10. Kühn R. Geochemistry of the German Potash Deposits.— Geol. Soc. Amer. Inc. Special Papers., 1968, v. 63, № 2, p. 427—506.
11. Stewart F. H. The petrology of the evaporites of the Eskdale No 2 Boring, East Yorkshire part. I.— Mineral. Magazine, 1949, v. 28, p. 620—675.

СНИИГГиМС,
г. Новосибирск

Поступила в редакцию
4.VIII.1980

ХРОНИКА

УДК 55(061)

**О ЧЕТВЕРТОМ ВСЕСОЮЗНОМ СЕМИНАРЕ ПО ПРОБЛЕМЕ
«ОСАДОЧНЫЕ БАССЕЙНЫ И ИХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ»****ВАССОВИЧ Н. Б., КАРНЮШИНА Е. Е., КОНЮХОВ А. И.,
НАЗАРОВИЧ И. А., ФРОЛОВ В. Т.**

С 27 по 29 апреля 1981 г. секцией нефтяной литологии Межведомственного литологического комитета и кафедрой геологии и геохимии горючих ископаемых геологического факультета Московского государственного университета был проведен Всесоюзный семинар «Осадочные бассейны и их нефтегазоносность». В работе семинара приняли участие свыше 260 человек, представлявших более 100 научно-исследовательских организаций, входящих в системы АН СССР и академий наук союзных республик, министерств геологии СССР и РСФСР, нефтяной промышленности, газовой промышленности, высшего и среднего специального образования, в частности Алма-Атинского, Гомельского, Иркутского, Казанского, Ленинградского, Одесского, Пермского, Ростовского, Саратовского, Ташкентского, Томского и Тбилисского университетов. К открытию семинара опубликованы тезисы 230 докладов. На семинаре заслушан ряд докладов по четырем научным направлениям: 1) типы осадочно-породных бассейнов и условия их образования; 2) осадочные формации и их нефтегазоносность; 3) осадочные бассейны окраин континентов; 4) литогенез и нефтегазообразование.

На открытии семинара со вступительным словом выступил председатель оргкомитета член-кор. АН СССР *Н. Б. Вассович*, осветивший проблемы нефтяной геологии, решению которых должна способствовать работа семинара. Он предложил различать осадочные бассейны — крупные водоемы, в которых происходит или происходило в прошлом осадконакопление, и осадочно-породные бассейны, в которых это осадконакопление уже прекратилось. Первое пленарное заседание открылось докладом *Н. В. Лопатина* «Образование горючих ископаемых как объект теоретических исследований», в котором изложены основные принципы построения общей теории формирования нефти, углеводородных газов, угля и горючих сланцев. С интересными сообщениями выступили также *Б. А. Соколов*, *Б. К. Прошляков* с соавторами и др. В докладе *Б. А. Соколова* предложен новый эволюционно-генетический подход к типизации нефтегазоносных осадочных бассейнов. *Б. К. Прошляковым* с соавторами на примере Прикаспийской впадины показана возможность существования пород с хорошими коллекторскими свойствами на больших глубинах. В ряде других докладов отмечен прогресс в изучении осадочно-породных бассейнов и закономерностей формирования в них месторождений нефти и газа; подчеркнуто, что наряду со структурно-тектоническим подходом все большее значение приобретает историко-генетический, рассматривающий нефтегазоносность как свойство осадочно-породных бассейнов на определенном этапе их существования. В докладах, посвященных осадочным формациям, преобладала тенденция рассмотрения геотемпальных комплексов как крупных региональных единиц, отвечающих самостоятельным этапам развития, т. е. как геогенераций, обладающих внутренним единством и целостностью.

После докладов и обсуждения их было принято следующее решение:

1. Считать необходимой дальнейшую разработку учения об осадочных и осадочно-породных бассейнах, их эволюции и превращения на определенной стадии существования в нефтегазоносные бассейны.

2. Совершенствовать историко-геологический подход в исследованиях различных осадочно-породных бассейнов на основе единой классификационной схемы с учетом структурно-тектонических (генетических) признаков, особенностей строения осадочного чехла и геотемпального состава отложений, а также времени вхождения и пребывания важнейших геотемпальных комплексов в главной зоне нефтеобразования.

3. Отметить важность расширения и углубления исследований осадочных бассейнов материковых окраин как в современных, так и в древних зонах перехода от континентов к океанам.

4. Обратить внимание на необходимость совершенствования методов фациального и формационного анализа применительно к отложениям материковых окраин, чтобы облегчить палеогеографические реконструкции геосинклинальных поясов прошлого на основе распознавания древних осадков шельфа, склона, подножья, островных дуг и глубоководных желобов.

5. Разработать комплексный подход к выделению, изучению и классификации геогенераций (геотемпальных комплексов) как вещественно-генетических единиц на основе состава слагающих их пород, особенностей строения, тектонического режима эпохи накопления.

6. Считать актуальной задачей разработку общетеоретической системы представлений об образовании нефти, угля, горючих сланцев и газов с позиций учения об осадочно-породных бассейнах и исторической биогеохимии.

7. Усилить изучение закономерностей образования и эволюции органического вещества во взаимодействии с минеральной средой его существования, а также дальнейшее изучение эволюции нефтегазаконденсатных систем в осадочно-породных бассейнах.

8. Активнее использовать достижения осадочно-миграционной теории нефтегазообразования при оценке перспектив нефтегазоносности регионов, как это уже делается в Западной Сибири, на Сахалине.

МГУ,
Москва

Поступила в редакцию
12.X.1981

ОПЕЧАТКА

В статье В. П. Васильева «Кварц и полевые шпаты в современных осадках морей и океанов и климатическая зональность» в журнале «Литология и полезные ископаемые» № 2 за 1981 год допущена ошибка.

Подпись к фигуре 5 фактически относится к фигуре 4 и наоборот.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

В. Н. ХОЛОДОВ (главный редактор), **Г. А. КАЛЕДА**, **А. Г. КОССОВСКАЯ**,
Т. Ф. КРАШЕНИННИКОВ, **А. П. ЛИСИЦЫН**, **А. К. ЛИСИЦИН**, **О. И. ЛУНЕВА**,
Б. М. МИХАЙЛОВ, **А. Б. РОНОВ**, **А. С. СОКОЛОВ**, **В. А. ТЕНЯКОВ**,
П. П. ТИМОФЕЕВ, **И. В. ХВОРОВА**

EDITORIAL BOARD:

V. N. KHOLODOV (Editor), **G. A. KALEDA**, **A. G. KOSSOVSKAJA**,
G. F. KRASHENINNIKOV, **A. P. LISITZIN**, **A. K. LISITZIN**, **O. I. LUNEVA**,
B. M. MICHAILOV, **A. B. RONOV**, **A. S. SOKOLOV**, **V. A. TENJAKOV**,
P. P. TIMOFEEV, **I. V. KHVOROVA**

Адрес редакции:

109017 Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, ГИН АН СССР

телефон 233-00-47, доб. 377

Зав. редакцией В. Д. КОМПАНЕЕЦ

Технический редактор Е. И. Гришины

Сдано в набор 02.12.81	Подписано к печати 27.01.82.	Т-04127	Формат бумаги 70×108 ^{1/16}
Высокая печать	Усл. печ. л. 12,6	Усл. кр.-отт. 13,6 тыс.	Уч.-изд. л. 14,2
	Тираж 1058 экз.	Зак. 5633	Бум. л. 4,5

Издательство «Наука». 103717, ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука». 121099, Москва, Шубинский пер., 10

Цена 1 р. 80 к.

Индекс 70493

**В МАГАЗИНАХ «АКАДЕМКНИГА»
имеются в продаже:**

**ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫЕ КОНКРЕЦИИ ТИХОГО ОКЕАНА
1976. 302 с. 2 р. 76 к.**

В книге рассмотрены фациальная обстановка формирования конкреций, закономерности их количественного распространения, стратиграфическое положение, петрография, минеральный состав, текстуры, геохимия конкреций и вмещающих их осадков. На основе анализа всех материалов освещены вопросы происхождения конкреций в Тихом океане.

Работа рассчитана на геологов, литологов, петрографов, геохимиков, океанологов и географов.

**ЭНДОГЕННОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ДРЕВНИХ ЩИТОВ
1978. 200 с. 2 р. 70 к.**

В работе рассмотрена геотектоническая позиция эндогенного оруденения на древних щитах в связи с эволюционным развитием докембрийских структурных элементов земной коры и их тектоно-магматической активизации в фанерозое. Показано изменение характера деформации горных пород от поверхности земли до оси ультраметаморфизма и предложена методика структурно-петрологического изучения крупных разломов кристаллического фундамента.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов в области тектоники, металлогении, рудных месторождений, преподавателей и студентов вузов.

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

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.

Сдано в набор 02.12.81
Высокая печать Усл

Издатель
2-я типо